This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

1940

BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY

STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES

Prof. Dr. A. Baltzer
freundschaftlichst
gewidmet
vom Verfasser

UNTERSUCHUNGEN

ÜBER DEN

MECHANISMUS DER GEBIRGSBILDUNG

IM ANSCHLUSS AN DIE

GEOLOGISCHE MONOGRAPHIE

DER

TÖDI-WINDGÄLLEN-GRUPPE

VON

ALBERT HEIM,

PROFESSOR DER GEOLOGIE AM EIDGENÖSSISCHEN POLYTECHNIKUM
UND DER UNIVERSITÄT IN ZÜRICH.

MIT EINEM ATLAS.

II. BAND.

BASEL.
BENNO SCHWABE, Verlagsbuchhandlung.
1878.

557.43
H467
f
v.2

Inhalt des II. Bandes.

II. Theil.

Allgemeine Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung.

Seite.

Abschnitt I. Die mechanische Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung . . . 3

A. Nachweis, dass die Gesteine bei der Umformung schon fest waren 5

B. Die Umformung der Gesteine durch Bruch 12

C. Die Umformung der Gesteine ohne Bruch 31

1) Die Gesetze der Erscheinung . . . 34

Das 1. Gesetz der Erscheinung . . 35

„ 2. „ „ „ . . 36

„ 3. „ „ „ . . 38

„ 4. „ „ „ . . 40

„ 5. „ „ „ . . 48

„ 6. „ „ „ . . 51

„ 7. „ „ „ . . 54

„ 8. „ „ „ . . 56

„ 9. „ „ „ . . 57

„ 10. „ „ „ . . 61

„ 11. „ „ „ . . 61

„ 12. „ „ „ . . 62

„ 13. „ „ „ . . 68

„ 14. „ „ „ . . 71

„ 15. „ „ „ . . 74

„ 16. „ „ „ . . 75

2) Einfluss der Schichtung auf die Umformung 75

D. Die Theorie der mechanischen Gesteinsumformung 79

Deductionen aus derselben . . . 93

Weiterer Metamorphismus durch Druck 97

E. Fortwirkende mechanische Vorgänge, Folgerungen und Anwendungen 99

Seite.

Abschnitt II. Die Centralmassive der Alpen 111

A. Die alpinen Eruptivgesteine, ihr Alter 114

B. Die Verhältnisse im Berner Oberland 130

C. Die innere Structur der Centralmassive 137

D. Die Beziehungen in den Lagerungsverhältnissen zwischen krystallinischen Gesteinen und Sedimenten 146

1) Centralmassivgesteine im Contact mit Sedimenten 147

2) In das Centralmassiv eingeklemmte Sedimentmulden 154

3) Sedimente als Centralmassivgesteine 161

E. Beweis gegen die vermuthete Lateralwirkung der Centralmassive 165

F. Das Alter der Centralmassive . . 173

G. Erklärung der Centralmassive durch die gewonnenen Resultate 177

Abschnitt III. Ueber den Bau und die Entstehung der Kettengebirge 187

A. Einleitung (Arten der Gebirge, Geschichte der Erkenntniss) . . 187

B. Die Dislocationen in den Kettengebirgen 194

C. Der Zusammenschub der Erdrinde 210

D. Verbreitung und Vertheilung des Horizontalschubes in der Erdrinde 215

E. Stauungsreihenfolge der Falten eines Kettengebirges 227

F. Verhältniss der Kettengebirge zu den Continenten und anderen Gebirgen, — letzte Ursachen . . . 236

II. THEIL.

ALLGEMEINE UNTERSUCHUNGEN

UEBER DEN

MECHANISMUS DER GEBIRGSBILDUNG.

Abschnitt I.

Die mechanische Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung.

Während Werner's System Bewegungen der Erdrinde als Ursache einer Aufrichtung und Faltung der Rindenstücke noch nicht kannte, sind heutzutage die thatsächlichen Beweise für diese Erscheinungen so sehr gehäuft, dass der Streit hierüber vollständig zur Ruhe gekommen ist. Es kann jetzt Niemandem mehr einfallen, zu behaupten, die gefältelten Schichten, die mächtigen Umbiegungen, die Ueberkippungen in der Lagerung seien ursprüngliche Erscheinungen, die Schichten hätten sich in dieser Weise gebildet; sondern wir unterscheiden alle den Bildungsprozess der Gesteine von den späteren Lagerungsstörungen. Unsere Unkenntniss der Vorgänge bei Gebirgsbildung ist dadurch nicht gehoben, sondern nur auf einen anderen Punkt in der Richtung der fortschreitenden Erkenntniss vorgeschoben. Jetzt lauten die zwei grossen Fragen, welche bis jetzt noch von keiner Forschung zur reinen Lösung gebracht worden sind:

1) *Wie konnten die Gesteine die thatsächlich vorhandenen Lagerungsstörungen eingehen?*

2) *Welches ist die letzte Ursache dieser Lagerungsstörungen?*

Das erste ist die Frage nach dem Mechanismus der Gesteinsumformung durch die Gebirgsbildung, das zweite diejenige nach der mechanischen Ursache der Gebirgsbildung überhaupt. Wir behandeln zuerst die erste Frage, weil sie nicht wie die zweite nach den letzten Ursachen frägt, sondern auf näheren Ursachen ruht. Um die zweite Frage herum, welche sich auf die grossen Züge der Erscheinung und ihre letzten Ursachen bezieht, sind eine grosse Zahl sich widersprechender Hypothesen erdacht worden. Im folgenden Kapitel werden wir durch Beobachtung von Erscheinungen, welche bisher nicht die genügende Beachtung gewonnen haben, die Hypothesen sichten und der Antwort näher rücken. Wir werden auf dem

Wege der reinen Beobachtung, jeder Hypothese fern bleibend, nachweisen, dass die Alpen nicht durch Eruption von Gesteinen, nicht durch lokale Senkungen oder Hebungen, sondern durch eine Zusammenschiebung der Erdkruste als ein System von Falten entstanden sind; dass also ein Tangentialschub die gebirgsbildende Ursache war. Die Ursache dieser Ursache, also die Erklärung für den nachgewiesenen Tangentialschub können wir hingegen durch Naturbeobachtung bis heute noch nicht dem Gebiete der Hypothesen entreissen und noch nicht in einen einfachen Schluss aus den Beobachtungen umwandeln.

Bei der ersten, in diesem Haupttheile zu behandelnden Frage suchen wir Vorgänge der Gesteinsumformung zu begreifen, deren Endresultat vor uns liegt, deren lokale Ursache nur Druck sein konnte. Damit stimmen Forscher, welche die Gebirge durch Eruptivkräfte sich gehoben denken, gerade so überein, wie diejenigen irgend welcher anderen Anschauungsweisen. Druck im weitesten Sinne des Wortes hat Fältelung der Schichten, Clivage, Rutschstreifen, Zerspaltungen erzeugt, gleichgültig was die Ursache des Druckes war. Aber *wie* konnte Druck solche Gesteinsumformung zu Stande bringen? Kraft und Resultat kennen wir, allein wir hätten der Kraft diese Leistung nicht zugetraut. Bis jetzt ist die Wissenschaft im Gefühl der Ueberwältigung durch die Thatsache nur betrachtend und constatirend vor der Erscheinung stehen geblieben. Der meines Wissens einzige Versuch, nach bestimmter Forschungsmethode zur Erklärung der physikalischen Möglichkeit von Gesteinsumformungen zu gelangen, der über die blosse Vermuthung sich erhebt, stammt von Dr. Baltzer.[1]) Wir kommen auf denselben zurück.

In diesem Abschnitte wollen wir nicht nur die Biegungen besprechen, sondern auch alle anderen mechanischen Umformungen der Gesteinsmassen betrachten und untereinander in erklärende Verbindung zu bringen versuchen. Es kann sich dabei nur um einen Anfang, einen Versuch handeln. Einige Jahrzehnte werden das Gebiet mechanischer Geologie, welches wir hier in Angriff nehmen, sicherlich durch zahlreiche Beobachtungen und durch Experimente bereichern und umgestalten, und diejenige Klarheit in der Erkenntniss schaffen, welche wir gegenwärtig noch nicht zu erreichen vermögen.

Alle hier zu besprechenden Gesteinsumformungen finden wir in ausgedehntem

---

[1]) „Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues", Zürich bei Caesar Schmidt 1873 S. 48 bis 51.

Maasse nur in den bestehenden, oder durch Verwitterung und Erosion reducirten oder abgehobelten Gebirgen, und zwar vorwiegend in den Kettengebirgen; sie fehlen in Ländern, wo die Schichten ungestört liegen, sie sind um so häufiger und auffallender, je stärker die Gesteinsdislocationen sind. Sie stehen somit mit den letzteren in einem ursächlichen Zusammenhang, sie sind Erzeugnisse der gebirgsbildenden Kräfte.

A. Nachweis, dass die Gesteine bei der Umformung schon fest waren.

Verschiedene Forscher haben Angesichts der Faltung der Schichten und der verzogenen Petrefacten die Vermuthung ausgesprochen, dass zur Zeit des Faltungsprozesses die Schichten sich noch in einem weichen Zustande befunden hätten, oder durch „metamorphische Prozesse“ in einen solchen Zustand vorübergehend übergeführt worden seien. Der Ausdruck „metamorphische Prozesse“ ist freilich so unklar, dass sich darunter ganz verschiedene Dinge und somit möglicherweise auch solche denken lassen, die eine gewisse Richtigkeit haben. In obiger Form ausgesprochen hat aber diese Vermuthung keinen Werth, denn eine räthselhafte Erscheinung lässt sich nicht durch noch viel räthselhaftere vermuthete und nie beobachtete Vorgänge erklären. Die Vertreter der Ansicht, dass die Gesteine damals noch gar nicht erhärtet waren, erkannten die Schwierigkeiten, welche dieser Vermuthung die Thatsache entgegenstellt, dass der Prozess des Schichtenabsatzes von demjenigen der Schichtenumformung nicht selten durch lange geologische Perioden getrennt ist; dass es also zwischen beiden Vorgängen an Zeit zur Erhärtung nicht gefehlt hat. Naumann betonte deshalb, dass es ganz alte Gesteine gebe, welche auch bis heute noch in gewissem Grade weich geblieben sind, und nennt als Beispiel einen silurischen Thon aus den Umgebungen von Petersburg. Dieses Beispiel kann indessen die Schwierigkeit nicht heben, denn ein wirklicher Thon, ob alt oder jung, bleibt eben in feuchtem Zustande immer weich. Die Fältelung der Schichten finden wir aber ebenfalls in spröden petrefactenreichen Kalksteinen, und Fälle, wo ganz alte dichte Kalksteine auch heute noch „weich“ d. h. gegenüber unserer Kraft unter gewöhnlichen Umständen plastisch geblieben wären, hat bis jetzt Niemand entdeckt. Man könnte einzig etwa die weisse Schreibkreide hierher rechnen. Es gibt heute sich bildende Sedimentgesteine, die gleich von Anfang an fest und hart sind; andere,

die erst allmälig erhärten. Die Zeit zum Festwerden misst sich aber nicht nach geologischen Perioden. In den jungen tertiären Gebilden finden wir viele Kalksteine, Sandsteine und Thonschiefer, welche an Härte und Festigkeit nicht hinter mesolitischen oder paläozoischen Gesteinen zurückstehen, nicht nur ausnahmsweise, sondern allgemein verbreitet. Diejenige Zeit aber, welche z. B. seit der Faltung der Alpen verstrichen ist, ist verschwindend klein im Vergleiche mit derjenigen Zeit, welche den Absatz der festen älteren Sedimentgesteine der Alpen von ihrer Faltung trennt. Wenn die Erhärtung der Gesteine mit der Zeit vorschreiten soll, und zur Zeit der Faltung die Gesteine noch weich gewesen wären, so hätten sie auch bis heute nicht mehr Zeit genug gehabt um zu erhärten. Es ist in höchstem Grade widernatürlich, sich Triaskalke, die jetzt fest und spröde sind, in der Zeit der Alpenfaltung, der Pliocenzeit, noch weich vorzustellen. Sind sie heute fest, so waren sie dies sicherlich gerade so nicht nur in der Pliocenzeit, sondern auch schon in der Kreide- und Jurazeit.

Wollte man behaupten, die Austrocknung in der Nähe der Oberfläche habe erst die Erhärtung bedingt, so widerspricht dies den im Inneren von Bergmassen durch Tunnel- und Bergbau erschlossenen wasserreichen Schichten, die gerade so hart und so fest sind, wie aussen. Wenn man auf eine Festlandsperiode mit Austrocknung zur Festwerdung abstellen wollte, so müssen wir an alte gefaltete Schichten erinnern, welche schon vor der Faltung zum Festlande gehoben worden waren, wie z. B. die eocenen Randzonen der Alpen, welche Gerölle für die Miocennagelfluh geliefert haben, aber erst nach Ablagerung der letzteren, selbst in ihren steifen Quarzitbänken, gefaltet worden sind. Da überhaupt die Kettengebirge keine Erscheinung des Meergrundes, sondern blos der Festländer oder ihrer Randzonen sind, so ist auch die Faltung ihrer Gesteine eine Erscheinung des Festlandes. Diejenigen Geologen, welche die Alpen der Kreidezeit schon als einen zusammenhängenden Festlandsstreifen betrachten, werden hiermit in besonderem Maasse einverstanden sein. Stellt man auf Belastung mit Gesteinen als Bedingung zur Festwerdung ab, so müssen z. B. die triasischen und jurassischen Gebilde der Alpen zur Faltungszeit längst erhärtet gewesen sein, denn sie waren während der ganzen Kreide- und Eocenzeit von den mächtig wachsenden Schichtencomplexen dieser letzteren Perioden bedeckt.

Die Annahme, dass die Gesteine zur Zeit der Faltung alle noch weich gewesen wären, ist im Widerspruch mit Allem, was wir von den

zur Erhärtung von Sedimenten nothwendigen Zeiten und Bedingungen kennen oder vermuthen, und was wir von dem relativen Alter der Bildungs- und Faltungsvorgänge verschiedener Gesteine kennen.

Wir haben indessen noch eine Reihe directer Beweise dafür, dass die faltenden Kräfte die Gesteine schon so fest vorgefunden haben, wie wir sie jetzt beobachten.

Der Flysch der nördlichen Alpenzonen enthält stellenweise in grossen Massen fremdartige gerundete Blöcke eingebettet, welche theils Versteinerungen des Lias und braunen Jura enthalten, theils aus einer Granitvarietät bestehen, die bisher noch nirgends anstehend gefunden worden ist. Blöcke von Gneiss, Talkschiefern etc. sind seltener. Diejenigen Fündlinge des Flysches aus dem Sihlthal, Toggenburg und Rheinthal, welche Petrefacten enthalten, entsprechen nach Zittel[1]) in ihrer Facies in jeder Beziehung so sehr den Gesteinen der Pfonser-Alpe an der bairisch-tyrolischen Grenze, dass man sie wohl von dort herleiten kann. Um grosse runde Gerölle zu bilden, und als solche bis in unsere Gegenden auf irgend welche Art transportirt zu werden, mussten aber selbstverständlich die Gesteine schon zur Flyschzeit vollkommen erhärtet gewesen sein. Die Einbettung derselben in den Flyschschichten ist aber viel älter, als die Faltung der Alpen, älter als die Bildung der starken Biegungen jurassischer und cretacischer Gesteine im Herkunftsgebiete der Fündlinge. Es folgt hieraus, dass die Gesteine auch in diesem Falle schon vor der Faltung hart waren. Selbst wenn diese Fündlinge aus irgend einer anderen Gegend der Alpen, oder aus dem im Wesentlichen gleich alten Kettenjura stammten, würde dieser Schluss seine Gültigkeit haben.

Die miocene bunte Nagelfluh am Nordrande der Alpen besteht zum grössten Theil aus Geröllen von Gesteinsarten, deren Stammort nicht in den nächst gelegenen jetzigen Alpen gefunden werden kann. Weit grösser schon ist der Procentsatz alpiner Gerölle in der miocenen Kalknagelfluh. Viele von diesen letzteren im Gebiete von Rigi, Speer etc. entsprechen nach Escher triasischen Kalken des Vorarlberg und Graubündtens, andere, an Zahl freilich sehr zurücktretende, wie Kaufmann gefunden hat, den eocenen und cretacischen Schichten der nächstgelegenen Thalgebiete der Alpen. Um solche Gerölle zu bilden, mussten jene Schichten schon lange erhärtet gewesen sein. Ihre Hauptfaltung, welche die sonderbaren Biegungen

[1]) Mündliche Mittheilung.

ohne Bruch erzeugte, ist jünger als die Ablagerung des Nagelfluhconglomerates, indem sie sich ebenfalls auf dieses letztere erstreckte.

Die harten Kalkgerölle der bei der Faltung der Alpen aufgerichteten Nagelfluh sind vielfach verquetscht, oder die eine Hälfte an der anderen verschoben, ohne dass eine gänzliche Trennung, ein Zerspalten stattgefunden hätte. Vortreffliche Lokalitäten, um solche Erscheinungen zu beobachten, finden sich in den Kantonen Schwyz, Glarus, St. Gallen, z. B. „an den Mühlenen“ oberhalb der Stadt St. Gallen und anderwärts. Es ist diese Erscheinung nicht mit den immer noch räthselhaften Gerölleindrücken in vielen Conglomeraten und auch in der gleichen Nagelfluh zu verwechseln. Diese letzteren finden sich auch in horizontalen Nagelfluhbänken, die Verschiebungen und Verquetschungen ohne Bruch, sowie die schönen Rutschstreifen auf der Oberfläche der Gerölle hingegen vielleicht nur in den dislocirten Schichten oder sind doch in ungestörten äusserst selten. Die Verschiebungen und Rutschstreifen liegen in der Fallrichtung der Schichten, was ihren Zusammenhang mit der Aufrichtung am besten beweist. Diese Nagelfluhgerölle, welche ohne Bruch Verschiebungen ihrer Theile erlitten haben, waren aber ursprünglich, da sie sich in einem Delta ablagerten, gewiss ebenso hart, wie jetzt. Ohne vollständige Festigkeit wäre Geröllbildung unmöglich. Von irgendwelcher Substanzumwandlung, welche eine vorübergehende Erweichung erzeugt hätte, kann nirgends eine Spur beobachtet werden, sondern die gequetschten Stücke zeigen die genau gleiche Beschaffenheit, wie die entsprechenden nicht gequetschten in nicht aufgerichteten oder die nicht betroffenen Gerölle in den aufgerichteten Schichten. Also auch hier werden wir wieder zum Schlusse geführt, dass die mechanischen Gesteinsumformungen am vollständig festen Gesteine sich vollzogen haben, so undenkbar dies auf den ersten Blick erscheinen mag (vergl. Taf. XIV Fig. 12).

In der Regel wird beim Versteinerungsprozesse das Ausfüllungsmaterial z. B. der Ammoniten- und Turrilitenkammern, der Hohlräume von Brachyopoden, Muscheln etc. fest, bevor die Schale verschwindet. Es besteht z. B. dieses letztere oft aus Krystallen von Calcit, Quarz etc., die kein plastisches Stadium durchlaufen haben, oder es sind die Steinkerne der Ammonitenkammern vollständig von einander abgetrennt, während sie hätten verschmelzen müssen, wenn vor der vollständigen Steinwerdung der Ausfüllungsmasse die trennenden Wandungen aufgelöst worden wären. Bei verquetschten Turriliten und Ammoniten z. B. des Gault am Griesstock sind die Kammersteinkerne noch vollständig deutlich getrennt. Die Schalen

selbst bleiben oft sehr lange, sie verschwinden nicht selten während langen geologischen Perioden nicht, sie gehen allmälig auf dem Wege der Verdrängungspseudomorphose in Kiesel und andere ausdauernde Substanzen über, oder sind selbst bei paläozoischen Petrefacten manchmal noch als solche bis heute selbst in der feineren Structur erhalten. Wenn aber die Schalen meistens die Erhärtung des Versteinerungs- und Einbettungsmateriales überdauern, so haben umformende Kräfte jederzeit einen festen, nicht einen weichen Gegenstand angetroffen und thatsächlich umgeformt.

Endlich gibt es in Wirklichkeit Petrefacten mit noch erhaltener, wenn auch umgewandelter Schale, die ohne Risse verzogen oder verquetscht sind. Solche Stücke sind mir indessen — vielleicht wegen der im Allgemeinen nicht guten Erhaltung der Petrefacten in den Alpen erst wenige zu Gesichte gekommen. Die Sammlung des Polytechnikums besitzt einige platt gequetschte Seeigel und einen sehr schönen elliptisch gezogenen grossen Ammonites Wagneri? mit erhaltener ungebrochener Schale.

Fig. 15 Taf. XIV stellt einen gequetschten verzogenen Ammoniten dar, dessen Schale partienweise erhalten und ohne Bruch verzogen ist. Auf demselben liegt ein Belemnitenrostrum, welches die innere radialfaserige und concentrische Structur noch erkennen lässt. Der Belemnit ist an einer einzigen Stelle ganz gebrochen, im übrigen trotz seiner ursprünglichen und wohl nie verlorenen Festigkeit ohne Bruch dem Gestein, in welchem er liegt, entsprechend gestreckt. An einer Stelle sind einige innere Längskalkfasern zerrissen und der kleine Hohlraum mit Calcit gefüllt, die übrigen umgebenden Theile sind gestreckt ohne zu zerreissen. Das Stück stammt aus einer Schutthalde der Obersandalp, und gehört dem Eisenoolit des braunen Jura an.

Die Sammlung des Polytechnikums besitzt ein prachtvolles Exemplar eines Amm. Humphriesianus aus der Muverangruppe (Grenze von Waadt und Wallis), welches sehr regelmässig elliptisch-spiralig ohne jede Spur von Bruch gezogen ist. Die grosse Axe der ovalen Gestalt misst 25, die kleine $14^1/_2$ Centimeter. Stellenweise ist die Schale erhalten und dann ebenfalls bruchlos gestreckt.

Fig. 4 Taf. XIV stellt einen Belemniten aus der eng gequetschten Jurakalkmulde von Fernigen im Meyenthale (Kanton Uri) dar. Er ist partienweise zerrissen, und Calcit füllt die entstandenen Lücken aus; partienweise ist er aber gestreckt ohne Risse, dafür hat sich der Querschnitt verengt. Diese Belem-

niten sind es gerade, welche zu den solidesten Schalentheilen von Petrefacten gehören.

Am sprechendsten dafür, dass die Hartwerdung des Gesteines der Umformung voranging, sind Stücke, in welchen wir sprödlinig gerissene, mit Sekret erfüllte, also Adern bildende alte Spalten durch einen späteren Prozess wie die übrigen Gesteinstheilchen durch Stauung ohne Bruch continuirlich gefältelt finden. (Verglichen Taf. XV Fig. 1 und näheres in Kapitel C vor Aufführung des „dritten Gesetzes der Erscheinung.“)

Häufig durchsetzen Zerreissungsklüfte von Quarz oder Calcit ausgefüllt oft in gesetzmässiger Anordnung Petrefacten, während die Zerreissungen nicht, oder nur wenig weit in's einbettende Gestein übergreifen, und ebenso nicht selten am Steinkernmaterial absetzen, also bloss die Schale betreffen. (Vergl. Taf. XIV Fig. 1 bis 6.) Belemniten, Seeigel finden sich häufig in dieser Weise gestreckt. Das Gestein ist also ohne zu zerreissen gequetscht und gestreckt oder sonstwie umgeformt, die thierische Schale aber ist zerrissen. Die Ursache davon liegt jedenfalls in einer verschiedenen Sprödigkeit der beiden Substanzen, wie wir dieselbe auch gegenwärtig, obschon das Gestein vollkommen fest ist, beobachten. Der Schluss, dass hier das Gestein noch weich gewesen sei, erscheint dennoch ungerechtfertigt, denn hätte das Gestein einen bedeutend höheren Grad von Plasticität als die Schale gehabt, so hätten seine Bewegungen die Druckdifferenzen, welche die Umformungsursache waren, ausgeglichen, ohne die feste Schale derart in der Verstellung der Theilchen mitzuschleppen, dass ihre Festigkeit überwunden wurde. Der Widerstand, den die Schale geliefert hat, war also nicht grösser, als derjenige, den das übrige Gestein der Umformung entgegenbrachte. Die einwirkenden Kräfte haben die Festigkeit beider in gleichem Maasse überwunden, nur haben sich die zwei verschiedenen Materialien als ungleich spröde, wenn auch nahezu gleich fest in ungleicher Art ergeben. Wir dürfen nicht die Begriffe fest und plastisch als sich widersprechend, und ebenso wenig fest und spröde als sich einschliessend betrachten. Hierauf kommen wir eingehender zurück. Wäre die Gesteinsmasse wirklich bedeutend weniger fest gewesen zur Zeit der Umformung, als jetzt, so hätte sie zweifelsohne die Lücken, welche durch das Zerreissen der Schalen entstanden sind, ausfüllen müssen. Dies ist aber nur theilweise (Taf. XIV Fig. 2 und 3) meistens nur spurweise (Taf. XIV Fig. 4 und 5) sehr oft gar nicht der Fall (z. B. bei dem in Taf. XIV Fig. 6 abgebildeten Seeigel), sondern es sind dieselben zu-

nächst leer geblieben oder haben sich nur mit Sickerwasser vollgesogen; spätere weisse Calcit- oder Quarz-Sekretionen, ganz gleich denjenigen in anderen Klüften des Gesteines haben sie endlich ausgefüllt. Bei dem Seeigel Taf. XIV Fig. 6 schneiden die mit Kalkspath erfüllten Zerreissungen am Steinkern haarscharf ab, sie setzen keine Spur in demselben fort. Allein schon ihre grosse Zahl und merkwürdige Regelmässigkeit beweist, dass die Schale zwischen dem Steinkernmaterial und dem umgebenden Gestein fest eingeklemmt war, und beide, Schale und Steinmaterial, an Festigkeit sich nahe gleich gestanden haben. Bei bedeutenderer Nachgiebigkeit des Steinmateriales hätte sich an Stelle der vielen engen Zerreissungen eine einzige von der Weite gebildet, welche der Summe der Breiten aller bestehenden Schalenzerreissungen entsprechen würde. Der Umstand, dass gestreckte Belemniten und andere gestreckte Petrefacten nicht an einer, sondern an vielen Stellen vertheilt über die ganze Länge zerrissen sind, gibt zu erkennen, dass es für die Stücke schwierig war, am einbettenden Gesteine sich zu verschieben, dass die zerreissende Kraft gleichförmig im Materiale sich vertheilte, und dass das umgebende Gestein an jedem Punkte wie eine feste Zange das Petrefact stärker als seine Cohäsion es ertragen konnte, zu fassen vermochte, was bei geringer Festigkeit des umgebenden Gesteines undenkbar wäre. An dem in Taf. XV Fig. 6 dargestellten Belemniten zählt man über 40 Zerreissungen auf etwa 28 Centimeter Länge. Der Belemnit ist indessen an beiden Enden unvollständig, die Zahl der Zerreissungen des Ganzen wäre noch bedeutend grösser. Das Exemplar wurde im Oxfordien von Frette de Saille am Muveran (Grenze von Waadt und Wallis) durch Herrn Prof. Renevier gefunden und wird in dessen Sammlung aufbewahrt. Bei diesem und bei manchen anderen zerrissenen Belemniten ist ausser der grossen Zahl der Zerreissungen trotz dem nicht so sehr bedeutenden Betrage der Streckung noch die Regelmässigkeit in den Distanzen der Zerreissungen höchst auffallend (Taf. XIV Fig. 2 und 3 und besonders Taf. XV Fig. 5 und 6). Sie zeigt, dass zwischen der Streckung des einbettenden Gesteines und der Zahl der Zerreissungen ein bestimmtes Verhältniss besteht. Solch gleichförmiges Mitschleppen des Belemniten bei der Gesteinsstreckung beweist, dass das Gestein in seiner Festigkeit dem Belemniten fast genau gleich war.

Also auch hier, wo die Annahme der Unfestigkeit des Gesteines zur Zeit der Umformung auf den ersten Blick sich zu rechtfertigen scheint, stösst sie bei genauerer Betrachtung auf Widerspruch.

In den zahlreichen, in Kapitel B zu besprechenden Fällen, wo mit den

Biegungen der Schichten eine Durchklüftung durch ganz oder theilweise wieder mit Sekretionsmaterial aufgefüllte Spältchen in Verbindung steht, wo solche Klüfte Petrefacten durchsetzen, und die beidseitigen Stücke aneinander verschoben sind, ist die feste, vielleicht sogar spröde Natur der Gesteine vor der Faltung ohne weitere Beweise klar, denn Spaltung kann nur bei festen spröden Materialien entstehen.

Die sorgfältige und genaue Prüfung alles mir zugänglichen Materiales war nicht im Stande einen einzigen Beweis dafür zu liefern, dass unter Umständen das Material zur Zeit der Umformung weniger fest gewesen wäre, als es heute ist.

Diese der Beobachtung entnommenen Beweise und Wahrscheinlichkeiten berechtigen uns zu dem Satze:

Alle Umformungen und kleinen wie grossen Faltungen der Gesteine, welche mit der Entstehung der Alpen zusammenhängen, haben sich an Material vollzogen, welches längst annähernd in gleichem Grade fest und hart, sogar spröde geworden war, wie wir es heute vor uns sehen.

B. Die Umformung der Gesteine durch Bruch.

Wenn wir in den mesozoischen und tertiären Alpenzonen herumwandern, entdecken wir leicht in grosser Zahl prachtvolle Biegungen der Schichten. Schon aus der Ferne fällt der kühne Schwung der Linien auf, welche die kahlen Felsbänder, mit den flacheren, von glänzendem Grün bewachsenen Grasterrassen an den Gehängen abwechselnd, bilden. Zur Winterszeit, wenn Schnee die Rasenbänder überdeckt, oder in den höchsten Regionen, wo dies immer der Fall ist, wird diese Structur in noch grössere Entfernung wahrnehmbar. Manche der Schichtenkrümmungen sind weit und gross, und die äussere Form von Berg und Thal zeichnet sie nach, oder gibt doch den wesentlichen Einfluss der Biegung auf sich zu erkennen. Solche Biegungen sind kettenbildend. Andere von geringerer Ausdehnung und kleinerem Krümmungsradius hingegen haben einen lokaleren Charakter, und erscheinen nur als untergeordnete unregelmässigere Verbiegungen innerhalb der Kettenfalten. Wir wollen einige sehr ausgezeichnete und leicht zu beobachtende Beispiele für schöne grosse Biegungen anführen, die nicht in unsere Tödi-Windgällen-Gruppe fallen.

Aus der Sentis-Gruppe, welche reich an schönen Biegungen der Kreide-

schichten ist, hebe ich das ausgezeichnete Gewölbe aus Seewerkalk hervor, welches den Gipfel des Sentis selbst bildet.

In der südwestlichen Verlängerung der Sentisfalten folgt am Nordufer des Walensee's die wunderschöne Mulde von Amden. Die Kreideschichten fallen vom scharfen Grat des Leistkamm 2100 M. in regelmässigem, nur im „Kapf" durch eine kleine Gewölbebiegung unterbrochenen Kreisbogen von 2000 bis 3000 M. Radius bis an das Ufer des See's hinunter, und steigen nordwestlich wieder auf den Gipfel des Mattstock 1951 M. hinauf. Die innere Fläche der weiten Mulde bilden Gault, Seewerkalk und Eocen, vom üppigsten Grün bekleidet, und mit den freundlichen Häusern der Dorfschaft Amden reich besetzt, während die steilen Pfade, die vom Seeufer in die Mulde führen, in Treppen zum Theil in den Fels gesprengt über die gebogene Schrattenkalk- und Neocomwand steigen. Das landschaftliche Bild, welches durch diese Schichtenbiegung entsteht, ist unbeschreiblich schön. In der nur durch das Erosionsthal der Linth getrennten Fortsetzung der Amdermulde gegen W S W liegen der Ober- und Niedersee.

Blicken wir von der Gegend, in welcher wir eben weilen, bei Mittag- oder Abendbeleuchtung das Walenseethal hinauf, so erblicken wir im Hintergrunde des See's einen hohen Gipfel, der sich durch eine herrlich geschwungene Biegung der sämmtlichen Kreideschichten vor allen anderen auszeichnet. Der Name des Berges, Sichelkamm, zeigt uns, dass den Bewohnern der Gegend von Walenstadt die Form längst aufgefallen ist.

Steigen wir vom Ufer des Walensee's südlich über Obstalden zur Meerenalp auf, so beobachten wir ein wunderschönes Gewölbe der Juraschichten am Mürtschenstock, und wenig südlicher reiht sich an dasselbe eine Mulde an, deren Südschenkel in Form enormer Kalkplatten steil gegen Norden aufsteigend den südlichen Gipfel des Berges bildet.

Gehen wir in irgend eine andere Gegend der Kalkalpenzonen, so finden wir ganz ähnliche Erscheinungen. Wenn wir uns in Brunnen eingeschifft haben, um nach Flüelen zu fahren, so beachten wir zunächst, dass die Kreideschichten unter dem Axenstein ein regelmässiges flaches, weit gespanntes Gewölbe bilden, das auf der anderen Seite des Urnersee's unter Seelisberg seine Fortsetzung hat. Südlich reiht sich eine Mulde mit ihrem scharfen Knie gegen Süden gekehrt beiderseits des See's daran an. Im Axenberg und gegenüber folgen zahllose kleinere Zickzackbiegungen. Andere schöne Biegungen liegen hoch oben. Der Oberbauenstock wird durch eine grosse liegende Falte gebildet etc.

Am Pilatus sehen wir schon aus der Ferne bei günstiger Beleuchtung die herrlichsten Biegungen, schief stehende Gewölbe und Mulden.

Zahllose Falten sind nicht durch die Verwitterung und Thalbildung gleich günstig blosgelegt worden, dass man sie ohne nähere Untersuchung auf den ersten Blick erkennt, wohl aber weist sie eine sorgfältige Beobachtung nach. Die oben genannten wenigen Beispiele aus Tausenden herausgegriffen mögen genügen. Beiläufig möchte ich schon hier darauf aufmerksam machen, dass im Gegensatz zu den Biegungen grössere Spaltenverwerfungen in den Alpen hie und da wohl nicht ohne Grund angenommen werden. Was man unmittelbar in den Alpen sieht, sind zahllose Biegungen, und Biegungen, die in Knickungen und Verwerfungen übergehen, allein reine Verwerfungen von kettenbildendem Betrage sind nur sehr selten nachweisbar, sie scheinen in den Alpen äusserst selten vorzukommen. Wenn Viele dennoch überall bei nicht vollständig aufgeschlossenen Dislocationen reine Verwerfungen annehmen, so lassen sie den Wahrscheinlichkeitsschluss, der aus den deutlich aufgeschlossenen und ganz sichtbaren Dislocationen auf die halb verdeckten gezogen werden muss, ausser Acht, um unberechtigter Weise der Natur durch den persönlichen Geschmack Zwang anzuthun.

Diese Biegungen der Schichten erscheinen aus der Ferne oft vollständig homogen. Untersuchen wir sie in der Nähe, so finden wir, dass Mineraladern, am häufigsten Kalkspath oder Quarzadern, das Gestein durchziehen. Bald durchsetzen ihre weissen, oft haarfeinen oft breiten kräftigen Linien nur spärlich den grauen oder braunen Felsen, bald treten sie so massenhaft auf, dass lokal die Menge weissen Kalkspathes fast oder gar die Menge des eigentlichen Felsens überwiegt.

Dafür, dass diese Mineraladern[1]) als Klüfte des Gesteines aufgefasst werden müssen, welche sich später mit Secretionsmaterial ausgefüllt haben, können wir leicht den Beweis leisten:

Nicht selten werden Versteinerungen von Kalkspathadern durchsetzt. Wir sehen in einem solchen Falle immer, dass die Kalkspathader sich nicht auf Kosten des Volumens der Versteinerung gebildet hat, sondern dass die beiden Hälften der Versteinerung um denjenigen Betrag auseinandergerückt sind, welcher der Dicke der durchsetzenden Kalkspathader entspricht. Eine einfache Verlängerung der Um-

---

[1]) Der Ausdruck Adern ist gebräuchlich, aber nicht sehr treffend, weil die Mineraladern nicht cylindrische sondern plattenförmige Mineralmassen sind.

risse der Versteinerung bringt die Hälften beiderseits einer Mineralader nicht zum Passen, sondern wir müssen erst in Gedanken die Adermasse wegnehmen, um beide Hälften in ihre ursprüngliche gegenseitige Lage wieder versetzen zu können. Ganz ebenso verhält es sich da, wo Mineraladern grössere Krystalle durchsetzen, was freilich etwas seltener zu beobachten ist. Wo immer wir eine Gesteinsmasse in ihrer inneren Structur und nicht nur auf der Schichtoberfläche beobachten, betrachten wir sie auf einer Bruchfläche, d. h. auf einer Fläche, welche ursprünglich dem Inneren des Schichtkörpers angehört hat. Bildet die Lage dieser Bruchfläche keinen allzu ungünstigen schiefen Schnitt mit den Mineraladern, welche das Gestein durchsetzen, so können wir wahrnehmen, dass in allen Unebenheiten die beiden Begrenzungsflächen einer Ader in dem Sinne einander genau entsprechen, dass wir sie vollständig zum Ineinanderpassen bringen, wenn wir die Adersubstanz wegnehmen. Diese selbst ist eine einem Spaltenhohlraum entsprechend plattenförmige Mineralmasse. Adern durchsetzen sich gegenseitig, wie Klüfte sich durchsetzen. Neben den Mineraladern finden wir oft noch frische offene Klüfte, oder Klüfte, deren Wandungen nur von einem dünnen Beschlag von Adermaterial überzogen sind. Wenn der Beschlag zunimmt, so gehen diese Klüfte in Adern über, welche in der Mitte nur stellenweise einen hohlen Raum enthalten, gegen den die an beiden Seiten anwachsenden Aderminerale ihre Krystallspitzen weisen, und endlich bei vollständigem Verschluss in gewöhnliche Adern. Es gibt Stellen, wo wir alle Uebergangsformen beobachten können.

Eine Trennungsfläche durchsetzte somit das Gestein, und die beidseitigen Felsmassen haben sich um die Aderbreite auseinander bewegt. Das Material dieser gewöhnlichen Gesteinsadern ist durch Auslaugung des Gesteines gewonnen, und deshalb in Kalksteinen meistens Kalkspath, in Sandsteinen, Thonschiefern etc. Quarz neben Kalkspath. Die färbenden Verunreinigungen des Kalksteines sind dabei nicht in gleichem Maasse in Lösung gegangen und zum Wiederabsatz gelangt, so dass die Calcitadern sich ausser ihrer Structur auch durch ihre Farbe vom Kalkstein unterscheiden. Flussspath, Brauneisenstein, Siderit, Dolomitspath, Glimmer, Zeolithe, Erze treten nur lokal als Gangminerale auf, und kommen für unsere Untersuchungen weniger in Betracht.

Adern sind für uns gleichbedeutend mit alter Zerklüftung.

Bei der gleichen Schicht in der gleichen Gegend nimmt die Durchklüftung (das Adernetz) mit der Dislocation zu. Geradlinige Strecken sind weniger von

Adern durchsetzt, als gebogene, gebogene von grossem Radius weniger, als stärker gebogene.

Bei manchen Biegungen sind die Brüche, welche durch die Adern dargestellt sind, ganz regelmässig angeordnet, so dass sie für die betreffende Lokalität als Folge einer einfachen, gesetzmässig wirkenden, resultirenden Kraft erscheinen, welche eine der Menge nach bestimmt beschränkte Wirkung zu erzeugen vermochte. Wir betrachten zunächst diese Fälle eingehender.

Ueberall da wo Kräfte, die auf einen Körper einwirken, einer Ebene parallel liegen, gibt es eine Maximalzugrichtung und eine Maximaldruckrichtung, welche in jedem Punkte senkrecht auf einander stehen. Statt Maximalzugrichtung würden wir vielleicht besser allgemeiner von Minimaldruckrichtung sprechen. Senkrecht auf diese letztere, also in der Maximaldruckrichtung bilden sich dann die klaffenden Spalten.

Soweit bis jetzt meine Beobachtungen reichen, ist der häufigste Fall ganz gesetzmässiger Lage der Zerklüftungen die Radialzerklüftung bei der Biegung von Schichten oder Schichtsystemen. Wird ein ganzes Schichtsystem gebogen, so finden wir, dass auf der inneren Seite desselben die Schichten zusammengedrückt werden, sie müssen sich verdicken und stauen. Je weiter die Zusammenbiegung vorrückt, desto verschiedenere Richtungen nimmt die resultirende Kraft für jene inneren Gesteinstheilchen an. Weil die resultirende Kraft hier ihre Richtung verändert und weil bei sprödem Material in der Radialrichtung der Biegung ein Brechen, in der Tangentialrichtung aber gleichzeitig ein kraftvolles Sichübereinanderschieben und Verschieben der Theilchen eintreten muss, so entstehen unregelmässig sich durchsetzende Zerklüftungen und Verschiebungen der Bruchstücke. Die inneren Schichten eines biegenden Systemes werden um den Volumenbetrag dicker, um den sie kürzer geworden sind, vermehrt noch um den Volumenbetrag der Klüfte oder Adern. Ganz anders steht es mit den äusseren Schichten des Systemes. Diese werden in der Tangentialrichtung der Biegung auf Zug in Anspruch genommen. Brechen in Folge von Biegen ist eigentlich immer eine Ueberwindung der Cohäsion des Materiales durch Zug in den äussersten Fasern der convexen Seite, und insofern kann jedes „Brechen“ auf Zug zurückgeführt werden. Für die äusseren Schichten mag die Biegung vorschreiten so weit sie kann, die Richtung des resultirenden Zuges bleibt für jeden Punkt immer in der Tangente, die wir an die Biegungskrümmung angelegt uns denken. Bei sprödem Material werden sich immer nur

mehr Radialklüfte öffnen, aber eine überschiebende Bewegung wird nicht von den Theilchen verlangt, sondern dieselben auseinander gezogen. Hierin liegt die Ursache für eine grosse Gesetzmässigkeit des Zerreissens. Zwischen den äusseren gezogenen und den inneren gestauten Schichten eines biegenden Systemes liegt eine neutrale Schicht, d. h. eine solche, welche weder auf Zug noch auf Druck in der Richtung der Schichtungsebene in Anspruch genommen wird, währenddem Druck in der Radialrichtung selbstverständlich nicht ausgeschlossen ist, indem unsere Schicht nicht frei liegt, sondern von anderen umhüllt ist, welche im Bogen gespannt auf dieselbe drücken. Je weiter wir von der neutralen Schicht nach Aussen gehen, desto mehr nimmt der Zug zu. In den äusseren Fasern einer Schicht ist er grösser, als auf der inneren Seite, die entstehenden Klüfte öffnen sich dort weiter als hier, sie erhalten die Form von radialen Ausschnitten. Gehen wir zu einzelnen Beispielen über.

Der Weg von Amden ob dem Walensee nach Bättlis und der Sehrenmühle hinunter führt über die Schrattenkalk- und Neocomschichten der herrlichen *Mulde von Amden*. Dort zeigen sich besonders in den letzteren geradlinige Radialspalten von hoher Regelmässigkeit so weit wir den betreffenden Schichten nachklettern. Die äusseren Schichten sind reicher an radialen Zerreissungen, als die inneren, die hier immer noch ausserhalb der neutralen Schicht zu liegen scheinen. Wenn man indessen auf einer gewissen Strecke die Summe der Breite aller Radialadern von zwei verschiedenen Schichten misst, und miteinander vergleicht, so findet man, dass in dem genannten Beispiele die äusseren Schichten nicht um einen entsprechenden Betrag mehr durchklüftet sind, als sie im Vergleich mit den inneren mehr Streckung erfahren haben; wohl aber stimmt der Betrag, um welchen die Adern an der convexen Seite einer bestimmten Bank breiter sind, als an der concaven der gleichen Felsbank mit der berechneten von den Fasern der convexen Seite mehr geforderten Streckung bedeutend besser überein, so weit überhaupt eine Messung und eine Berechnung zu vergleichen sind, bei denen beiden die Fehlergrenzen ziemlich weiten Spielraum zwischen sich lassen. Es folgt hieraus, dass noch auf eine andere Weise, als durch Reissen von Radialklüften die Spannungsungleichheiten zwischen den verschiedenen Schichten sich ausgeglichen haben. Es kann dies nur auf zwei Weisen gedacht werden:

1) Die einzelnen Schichten des gebogenen Systemes haben auf den Schichtflächen sich übereinander verschoben, gerade so wie die Blätter eines Papier-

stosses aneinander sich verschieben, wenn wir ihn biegen. Bei der Biegung entstehen übrigens in jedem Körper zwischen den Schichten starke scheerende Kräfte, welche solche Verschiebung befördern, und überall zur Erscheinung bringen, wo die Schichtenflächen nicht blos in einem homogenen Körper theoretisch eingezeichnet worden sind, sondern wirkliche Flächen geringerer Cohäsion darstellen.

2) Es waren gewisse Schichten durch Tangentialzug, dem der Radialdruck behülflich war, dehnbar, ohne zu zerreissen.

Den ersteren Fall werden wir noch in diesem Kapitel, den letzteren hingegen erst im folgenden besprechen. Für jetzt wollen wir nur constatiren, dass die Radialklüfte bei Biegungen nicht immer allein die entstandenen Spannungen auszugleichen genügt haben können.

Zum ganz gleichen Schlusse wie durch Messung und Berechnung der Klüfte der Amdermulde gelangen wir bei Messung und Berechnung der ebenfalls sehr regelmässigen Radialklüfte des herrlichen viel enger gebogenen Sentisgipfelgewölbes. Da die Messung nur in seltenen Fällen möglich ist, war ich bis heute nicht im Stande, noch weitere Biegungen hierauf zu untersuchen. Nach dem blossen Augenscheine sind allerdings noch bei zahlreichen Biegungen die Radialklüfte nicht genügend, um die ganze Biegung zu erklären. Im Jura ist es jedenfalls leichter als in den Alpen, Beispiele zu finden, die eine wirkliche Messung ermöglichen.

Die Adern, welche wir in schiefrigen Gesteinen zusammen mit gestreckten Petrefacten oder da finden, wo eine Streckung schon aus der Lagerung und einer gewissen Art faseriger Structur ersichtlich ist, zeigen noch besonders auffallende Erscheinungen. Sie sind untereinander parallel, und stehen senkrecht auf der in der Streckungsrichtung entstandenen schiefrigen oder faserigen Structur des Gesteines. Sie verlaufen auf der Oberfläche einer Schieferplatte fast geradlinig auf eine ziemliche Länge, und keilen sich dann beiderseits allmälig aus. Verfolgen wir sie aber in die bedeckenden oder unterliegenden Gesteinsschiefern, so finden wir, dass sie hier nach kurzem Verlauf ohne auszukeilen und ohne auch nur spurweise in die folgenden Schiefern fortzusetzen, plötzlich aufhören. Diese letzteren haben andererseits an anderen Stellen ihre Aderrisse, welche wiederum in der Richtung senkrecht auf die Schieferung plötzlich abbrechen. Es sind also hier offenbar jeweilen nur einzelne stramm gespannte Schichten oder Fasern gerissen, und die einander berührenden Schiefern mit und ohne Riss mussten sich übereinander um die Breite des Aderrisses verschieben. Niemals riss das ganze Schiefersystem durch, es rissen

immer nur einzelne Fasern oder Schiefern auf einmal, bald da eine, bald dort eine. Dass durch diese Einzelzerreissungen, so zahlreich sie auch sein mögen, nicht die gesammte Streckung neutralisirt ist, lässt sich erwarten. Durch Messung ist mir der bestimmte Nachweis, dass auch hier noch eine Dehnung ohne Bruch mit dem Zerreissen sich combinirt, zwar nicht gelungen, dagegen fehlt der noch sicherere Nachweis durch unzerrissen gestreckte Petrefacten der gleichen Schichten nicht.

Die oben beschriebenen Erscheinungen von Zerreissungsadern beobachtete ich an vielen Stellen in eocenen Gesteinen aus dem Gebiete der Doppelfalte, ferner an Kalkschiefern der Juraformation, im Verrucano der Alpnoverplatten und den schiefrigen Verrucanovarietäten von Mels (vergl. Taf. XV Fig. 2).

Manchmal beobachtet man sehr regelmässige Durchklüftungen des Gesteines, ohne die Beziehung zum Gebirgsbau und zur Lage der Schichten klar heraussehen zu können. Manche dieser Durchklüftungen sind haarscharf, die Fugen gar nicht oder nur wenig klaffend, oft mit Secretionen erfüllt, oft nicht. Oft lassen sich Verschiebungen längs derselben wahrnehmen, oft bleiben solche fraglich, sehr häufig aber lässt sich nachweisen, dass eine nur ganz unbedeutende, oder selbst nicht die geringste Verschiebung stattgefunden hat, obschon die kaum 1 Mm. klaffende Fuge sich weithin verfolgen lässt. Ziemlich häufig sind in den Alpen solche Kluftsysteme, welche senkrecht zur Streichrichtung der Schichten und der etwa vorhandenen Transversalschieferung stehen (z. B. im Schächenthal (verglichen Capitel C dieses Abschnittes nach dem 12. Erscheinungsgesetz), ferner an den Kalkwänden des Selbsanft, der Linthschlucht etc.); an anderen Orten streichen sie wie die Schichten, aber fallen unter anderem Winkel ein (z. B. an den Wänden des Thierfehd). Ein ausgezeichnetes Beispiel hiefür, wo aus der Ferne die gebogene Schichtung undeutlich ist, und man, wie es mir ergangen ist, eher die Klüftung für Schichtung ansieht, liefern nach den Untersuchungen von Baltzer die Hochgebirgskalkmassen des Eiger am Abhang gegen den Grindelwaldgletscher. Nicht selten wiederholen sich diese feinen, oft fast ganz ebenen Klüfte auf mehrere 100 M. in erstaunlich regelmässigen Abständen und unter sich paralleler Lage. Ueber die Beziehungen vieler solcher Zerklüftungssysteme zum Mechanismus der Gebirgsstauung lässt sich noch wenig sagen. Wo sie, wie an einigen Stellen im Thierfehdgebiet und ähnlich am Eiger die gefalteten Schichten ganz eben und unbekümmert um deren Lage durchsetzen, sind sie jedenfalls nicht während der Faltung entstanden, sondern vielleicht erst später, da die Denudation die belastende Decke schon in gewissem Grade abgehoben hatte.

Den Stellen mit regelmässiger Zerklüftung reihen sich nun solche an, wo wir in der Lage der Adern keine durchgreifende Gesetzmässigkeit mehr erkennen können. In vielfach krummen und gebrochenen oder in geraden verschieden gerichteten Linien durchsetzen die Adern das Gestein, ihre Mächtigkeit wechselt stark, selbst bei der gleichen Ader. Die Mineraladern können sogar dem ursprünglichen Gestein an Menge des Materiales nahe kommen, oder dasselbe übertreffen. Da durch die verschiedene Farbe des Gesteines und der Adern auf einer Schlifffläche schöne Zeichnungen entstehen, so werden Kalksteine in diesem Zustande zu Tischplatten etc. sehr oft technisch unter dem Namen „Marmor“ verwendet. Das Gestein kann dann von einem Trümmerhaufen, der durch Adermaterial verkittet ist, nur noch durch die Lagerung unterschieden werden, indem es einen Theil einer Schicht ausmacht, die in ihrer Fortsetzung an anderen Stellen nicht so sehr von Adern durchsetzt ist, und doch sich als das gleiche Material erweist, wie die von Adern umflochtenen Felsbrocken. In einem solchen Falle liegt eine mechanische Zertrümmerung innerhalb der Schicht vor uns, bei welcher die Trümmer nicht an einer Aussenfläche entstanden sind, von der sie abrollen konnten. Wenn wir es aber mit einer Schuttbildung einer früheren Periode zu thun hätten, welche sich dem neubildenden Materiale beimengte, so müsste das Adermaterial der die Schuttmasse einschliessenden Schicht mineralogisch und petrographisch entsprechen, hingegen das Schuttmaterial nach dem Alter und deshalb meistens auch nach der Beschaffenheit und den Einschlüssen verschieden sein, und es würden ferner die Trümmer fast immer theilweise Abnutzungen ihrer Oberfläche erkennen lassen, die bis zur Geröllbildung vorschreiten könnte. Ferner würden unter diesen Umständen die so zahlreichen sich innerhalb des Gesteines oft nach kurzem Verlaufe auskeilenden Adern unerklärlich sein. Endlich erkennen wir in solchen durch innere Zertrümmerung entstandenen Breccien oft die zusammenpassenden wenig verschobenen Stücke wieder, während bei Verwitterungsbreccien kein Stück mehr neben seinem ursprünglichen Nachbar liegt.

Innerhalb der Sedimentgesteine findet man, wenn die Entblössungen genügen, nicht häufig einen Fall, wo Einschluss alter Verwitterungstrümmer von mechanischer Zertrümmerung der Schichten durch Gebirgsfaltung nach Wiederverkittung der Trümmer nicht leicht durch die genannten Merkmale unterschieden werden könnte.

Massenhafte unregelmässige Zerklüftung findet sich häufig, wo spröde Kalksteinschichten den stark gequetschten und scharf gebogenen Kern eines Gewölbes

oder einer Mulde, überhaupt einer Biegung bilden. Ein Gestein in solchem Zustande können wir mit Recht als „mechanisch metamorphosirt“ bezeichnen. Wir werden indessen im Folgenden noch bessere Gelegenheit haben, auf die bisher unterschätzte Bedeutung des mechanischen Metamorphismus einzutreten. Dass wir alle möglichen Uebergänge von regelmässig durchklüfteten Gesteinen bis zu solch verworren durchklüfteten Massen selbst bei ein und derselben Schicht finden, bedarf kaum der Hervorhebung. Die ebenen Strecken solcher Schichten zeigen manchmal wenig innere Zertrümmerung, während dieselbe gegen Umbiegungen zunimmt. Ein Beispiel der Art, die Anthracitflötze am Bifertengrätli, haben wir im ersten Theil kurz beschrieben. Ein weiteres ist durch den Gotthardtunnel aufgeschlossen worden. Unter dem Urserenthal fand man dort eine Marmorschicht und von dieser durch glänzende schwarze Thonglimmerschiefer getrennt eine zweite in sich selbst zertrümmerte Kalksteinbank von verworren breccioser Structur.

Ausgezeichnete Beispiele für innere Zertrümmerung durch die Gebirgsstauung haben wir im Abschnitt IV des ersten Theiles kennen gelernt. Der Lochseitenkalk im Gebiet der Glarner-Doppelfalte ist oft innerlich ganz zermalmt, so dass er beim Zerreiben in Kalksand auseinander fällt. (S. 198, 199, 189 etc.) Auch wo der Lochseitenkalk in Marmor übergeht, findet man oft brecciose Structur in demselben. Breccien von Hochgebirgskalk durch innere Zertrümmerung entstanden sind nicht sehr selten.

Eine grosse Zahl von Beobachtungen lehrt uns, dass sehr oft die Adern der dislocirten Gesteine nicht nur Trennungen sind, bei denen die beidseitigen Gesteinsmassen um die Aderbreite sich von einander entfernt haben, sondern dass Verschiebungen der Felsmassen nach den Klüften — jetzt Adern — stattgefunden haben. Es sind somit dadurch ausser den biegend brechenden oder ziehenden auch noch scheerende Spannungen ausgeglichen worden:

Die beidseitigen Ränder der Adern passen erst dann ineinander, wenn wir sie in der Längsrichtung der Ader noch verschieben. Am deutlichsten ist dies wahrzunehmen, wo die Adern Petrefacten durchsetzen. Das eine Bruchstück liegt dann nicht demjenigen auf der anderen Seite der Ader gerade, sondern verschoben gegenüber, und wir können, da uns genaue Punkte bezeichnet sind, welche früher einander berührten, den Betrag der Verschiebung, der gewöhnlich „Sprungweite der Verwerfung“ genannt wird, genau abmessen. (Taf. XIV Fig. 8 bis 10.) Wie

Petrefacten, so können auch feine Schichtfugen oder Farbflecken des Gesteines uns dazu dienen, die Verwerfungen der Aderränder zu bestimmen. Wenn der grosse Dislocationsprozess der Gesteine ein langsamer und complicirter war, so lässt sich erwarten, dass auch die Adern nicht alle gleichzeitig sich gebildet haben. In der That finden wir nicht selten Adern, welche sich so durchkreuzen, dass dabei die Adermineralien beider Arten nicht als zusammenhängende Sekretion erscheinen, sondern die eine Ader die andere unterbricht, und durchsetzt. Die eine musste schon als ausgefüllte Ader bestanden haben, bevor die zweite als Spalte sich riss. Aeltere Adern, welche von jüngeren durchsetzt werden, werden sehr häufig von denselben zugleich verworfen, sie setzen an der jüngeren Ader ab, und ihre Fortsetzung folgt jenseits an verschobener Stelle (Taf. XIV Fig. 8 und 11). Nicht selten wird ein regelmässiges System älterer Adern durch ein ebenso regelmässiges System jüngerer Adern durchsetzt, wobei an jeder Kreuzungsstelle Verschiebungen im gleichen Sinne beobachtet werden. Selbst mehrere verschieden alte Adersysteme verwerfen sich gegenseitig. Wo die Zerklüftung keine einfache regelmässige ist, oder nicht verschiedene Richtungen verschiedenen Zeiten angehören mit jeweilen dazwischen erfolgter Sekretion, können wir oft nicht verschiedene Zeiten der Zertheilung nachweisen, wohl aber scheint fast jede Ader im Alter von den übrigen etwas verschieden zu sein. Rechnen wir noch die oft vorhandenen, noch nicht vollständig mit Sekret gefüllten Klüfte und die noch grösstentheils oder ganz leeren frischen Spalten dazu, so erscheint uns das Adernetz als ein allmälig bei den Dislocationen entstandenes und sich vermehrendes Bild des successiven Zerbrechens einer Felsmasse. Die alten Klüfte, welche ihren Dienst, die vorhandenen Spannungen, welche stärker als die Festigkeit waren, auszugleichen erfüllt haben, wachsen durch Sekretion wieder zu; neue, den neuen Spannungen der fortschreitenden Gebirgsfaltung entsprechend haben sich seither geöffnet. Die ganze Gebirgsmasse erscheint uns nicht mehr als eine mechanische Einheit, deren Punkte keine relativen Verstellungen erleiden könnten. Der mechanisch einheitliche Zusammenhang ist gering im Vergleich zu den dislocirenden Kräften. Tausendfältig ist er lokal aufgehoben worden, wie die Adern und Spalten es beweisen.

Dass auch da, wo Adern die gebogenen Schichten in grosser Zahl durchsetzen, nicht alle Formveränderung durch die Aderbildung allein erklärt werden

kann, haben wir oben schon aus Messung und Rechnung ersehen. Die Adern selbst enthalten weitere Beweise dafür:

Man beobachtet unendlich häufig, dass Adern sich auskeilen. Bei absolut starrer gegenseitiger Lage der Theilchen eines Körpers müsste jede Spalte, die sich an einer Stelle öffnet, vollständig die ganze Masse durchreissen; wenn sie dies nicht thut, sondern sich auskeilt, so kann dies nur auf Rechnung einer gewissen Duktilität der Theilchen, welche das auskeilende Spaltenende umgeben, geschehen. Selbst während kurzem Verlaufe kann eine nicht geringe Ader sich auf Nichts reduciren. Sehr häufig vertheilt sich eine Ader zuerst in einzelne dünnere Zweige, die sich dann jeder einzeln auskeilen. Es wird dadurch die den Theilchen am ausgekeilten Ende zugemuthete duktile Bewegung weniger auf eine einzelne Stelle gehäuft, und mehr auf eine grössere Masse vertheilt, wodurch sie leichter erledigt werden kann. (Taf. XIV Fig. 11.) Dieses Zertheilen der kleineren Gesteinsadern entspricht genau dem „sich in Trümmer zerschlagen“ der grossen Mineral- (Erz-) Gänge. Ein schönes Beispiel für Adernauskeilen und theilweises Zertheilen, welches sich innerhalb eines Ammoniten abspielt, ist in Taf. XIV Fig. 7 abgebildet. Sehr häufig finden wir in der dislocirten Nagelfluh Geschiebe, welche am einen Ende durch einen Riss getheilt sind, nach welchem beide Theile verschoben sind. Der Riss setzt aber nicht durch das ganze Geschiebe durch, am anderen Ende sind beide Geschiebshälften vollständig unverschoben im Zusammenhang geblieben. Taf. XIV Fig. 12 stellt ein solches Nagelfluhgeschiebe von den Mühlenen bei St. Gallen dar, bei welchem der klaffende Riss sich auf der einen Seite zertheilt und dann auskeilt. Den auffallendsten Beweis für eine gewisse Duktilität der von Aderspalten durchrissenen Gesteinsmassen liegt aber in denjenigen Fällen, wo an Stelle einer Spalte eine lange Reihe von kürzeren, beiderseits sich auskeilenden, unter sich parallelen, aber gesetzmässig nach einer Seite verschobener Spalten tritt (Taf. XIV Fig. 11). Die einzelnen kurzen Adern sind oft recht breit (bis $^1/_4$ der Länge habe ich sie beobachtet). Ein solches System intermittirender Spalten kann in homogenem Material durch einen Zug senkrecht auf die Richtung der Spalten und ein gleichzeitig wirkendes scheerendes, oder drehendes Kräftepaar, welches in der Summenrichtung der Spalten arbeitete, erzeugt worden sein. Noch leichter bildet sich statt einer Spalte ein System intermittirender Spalten, wenn die Richtung dieser einen sich erst bilden sollenden Kluft mit einer Structurrichtung des Gesteines einen kleinen Winkel bildet. Die Spalten reissen dann in den

Structurflächen, d. h. den Flächen geringerer Cohäsion und die Verbindungslinie ihrer Mitten entspricht der einen Spalte, die sich durch die gleichen Kräfte im homogenen Gesteine gerissen hätte. Die *Aderbildung* beweist auf der einen Seite die *Sprödigkeit,* das *Auskeilen der Adern* die *Duktilität* des Gesteines unter den gleichen Umständen, unter welchen die Aderspalte gerissen ist. Alle die eben angeführten Beweise für eine gewisse Duktilität kennen wir selbst von ganz spröden Kalksteinen.

In allen solchen Fällen kann man sagen, dass wenn die dem Gesteine zugemutheten Formveränderungen nicht grösser gewesen wären, als diejenigen sind, welche rings um das ausgekeilte Ende einer Ader ohne Durchreissen sich einzustellen vermocht haben, Aderbildung überhaupt nicht nöthig gewesen wäre. Die Bildung einer sich auskeilenden Ader ersetzt die Umformung ohne Bruch keineswegs, sondern sie vertheilt dieselbe nur anders im Gestein. Die Spalte reisst sich gerade nur so weit, als es nothwendig ist, um unter den betreffenden mechanischen Bedingungen[1]) die Spannungen an allen Punkten auf einen Betrag zu reduciren, welcher eine Spur geringer ist, als der Widerstand des Gesteines gegen weiteres Zerreissen. Die Spannung selbst hängt von der verlangten Umformung und von dem Grade der Sprödigkeit oder Duktilität des Materiales ab. Trennung und Aderbildung tritt also erst auf, wenn die Gesteine über ein gewisses den Umständen entsprechendes Maass hinaus durch die gebirgsbildenden Kräfte auf Formveränderung in Anspruch genommen worden sind. Es wird dies Maass um so tiefer stehen, oder die Zertheilung um so stärker werden, je spröder, und je weniger fest die Gesteine unter im übrigen gleichen Umständen sind.

Bei vielen Adern sehen wir, dass die Verschiebungen in der Längsrichtung derselben viel stärker sind, als ihr Klaffen, dass sie also wesentlich dazu gedient haben, scheerende Spannungen auszugleichen. Ob diese letzteren erst als eine Richtungsänderung der gleichen Kräfte aufgefasst werden müssen, welche die klaffende Spalte erzeugten, und welche sich nun durch die Trennung des Gesteines plötzlich anders gruppirten, oder ob die scheerenden Spannungen selbst die Zerspaltung erzeugt haben, bin ich im einzelnen Falle nur mit mehr oder weniger Wahrscheinlichkeit, im Allgemeinen aber bis jetzt gar nicht im Stande

---

[1]) Was wir unter diesen Bedingungen verstehen, können wir erst im folgenden Kapitel klar auseinander setzen.

zu entscheiden. Das erstere erscheint dann wahrscheinlicher, wenn die Spalte klafft, d. h. die Ader eine ziemliche Breite hat und wenn sie einen stark unebenen Linienzug darstellt, das letztere dann, wenn die Verschiebung ohne merkliches Klaffen, vielleicht sogar bei aufeinander gepressten Spaltenwandungen auf einer ziemlich ebenen Fläche stattfand, und Rutschstreifen auf denselben erzeugt wurden. Dass in Folge eines neuen Risses im Gesteine die bleibenden Spannungen sich plötzlich anders gruppiren, ist selbstverständlich. Geschieht dies schon während eine Spalte mühsam weiter reisst, so kann dadurch ihre Richtung verändert werden. Umkrümmungen von Adern in ganz gleichförmigem Gesteine dürften sehr oft in solchen Vorgängen ihre Erklärung finden.

Diejenigen Verschiebungen der Gesteinstheile, welche sich bloss in Rutschflächen zu erkennen geben, mögen auch in der ersten Trennung des Gesteines meistens durch scheerende (d. h. verschiebende, entgegen den auseinanderreissenden) Kräfte entstanden sein. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass in gewissen Gesteinen leichter auf scheerende Kräfte Trennungen eintreten, bei anderen leichter auf Zug (oder biegende „brechende“ Kräfte): Im ersteren Falle werden die durch Biegung verlangten Umformungen die Scheerklüfte benutzen, im letzteren werden Verschiebungen sich in die Richtungen der Zugklüfte theilen, und diese zur Ausgleichung benützen. Die Erscheinungen auf der Aderfläche und die Benutzung des Risses fallen nicht immer mit der Ursache seiner Bildung zusammen.

Eine Beschreibung des Aussehens und der Bildung der Rutschflächen ist hier überflüssig.

Was wir hier näher zu untersuchen haben, ist bloss die Bedeutung der Rutschflächen für diejenige Gesteinsumformung, welche durch Vorgänge der Gebirgsbildung von den Gesteinen verlangt wird.

Wie die dislocirten Gesteine von Adern durchsetzt sind, so sind sie auch oft von Rutschflächen durchsetzt. Die Rutschflächen können wie andere Klüfte durch Sekretionen wieder ihre Beweglichkeit verlieren, sie versteinern gewissermassen, nachdem sie ihren nothwendigen Dienst in der Spannungsausgleichung vollführt haben. Andere entstehen neu. Das Gewebe der Rutschflächen im Gebirge ist oft wie dasjenige der Adern ein absterbendes und neu sich mehrendes. Auch hier bei den Rutschflächen erkennen wir oft eine gesetzmässige Anordnung, oft liegen sie unregelmässiger durcheinander.

Einen schönen Fall gesetzmässiger Anordnung der Rutschflächen gibt uns

das Gewölbe des Sentisgipfels. Der Seewerkalk, aus welchem es besteht, ist in Bänke von $^1/_3$ bis 1 Meter Dicke regelmässig abgesondert. Die bei genauem Nachsuchen nicht seltenen Rutschflächen liegen alle auf den Oberflächen der Bänke, und ihre Streifen entsprechen der Fallrichtung. Sie beweisen also Bewegungen der einzelnen Schichtbänke übereinander, die den Verschiebungen der einzelnen Blätter eines Papierstosses beim Biegen desselben entsprechen.

Ganz in gleicher Weise sind die Rutschstreifen auf der Oberfläche der oberen Jurakalkschichten des Lägerngewölbes (Jura) im Steinbruch von Dielsdorf (Kanton Zürich) angeordnet.

Bei der Biegung eines aus vielen Schichten zusammengesetzten Schichtensystemes werden stets die äusseren Schichten zu kurz. Bei einer Mulde sind dies die ältesten, bei einem Gewölbe die jüngsten Schichten. Wenn sich Gewölbe und Mulde zur Falte aneinander reihen, gleicht sich dieser Unterschied mehr oder weniger aus, indem dann an den Mittelschenkeln die jüngeren Schichten gegen das Gewölbe, die tieferen älteren hingegen nach der Mulde schieben. Dieses sich übereinander Verschieben erzeugt dann oft entsprechend angeordnete Rutschflächen.

Im Gebiete der schief gegen die Alpen aufgerichteten miocenen Nagelfluh beachtet man an vielen Stellen, z. B. bei St. Gallen, ausgezeichnete Rutschspiegel auf der Oberfläche der Gerölle und der Schichten. Die durch die sogenannten „Nagelfluheindrücke“ ineinander greifenden Gerölle sind wieder aus ihrer gegenseitigen Lage geschoben und der Eindruck im einen Geschiebe öffnet sich nach der einen Seite in eine Rutschspiegelfurche, und läuft als solche auf der ursprünglichen Oberfläche des Gerölles in Rutschstreifen aus. Diese Rutschstreifen aber liegen mit seltenen Ausnahmen in der Fallrichtung der Schichten und sind am häufigsten in der Nähe der oberen oder unteren Begrenzungsfläche der einzelnen Nagelfluhbänke. Wo die Nagelfluhlagen horizontal geblieben sind, findet man wohl die Eindrücke der Geschiebe häufig, die Rutschstreifen aber nur sehr selten. (Vergl. A. Gutzwiller, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, ferner Escher die „Bildung der Nagelfluh“ in den Verhandl. der schweiz. naturf. Ges. 1846, und Deicke „Neues Jahrb. für Min. etc.“ 1864.) Es stehen somit sehr wahrscheinlich die Rutschstreifen in Zusammenhang mit der Erhebung der Schichten, sie haben scheerende Spannungen ausgelöst, welche parallel den Schichtflächen durch den Hebungsvorgang sich gebildet haben, sie erzählen von einer sehr beträchtlichen gegenseitigen Verstellung der verschiedenen Partikelchen des Gesteines.

Es gibt einzelne Rutschflächen, welche auf ungeheure Erstreckung auf viele Hunderte von Metern verfolgt werden können. Hierher gehören manche durch Bergwerke aufgeschlossene grosse steile Rutschflächen, und ferner die ausgezeichneten Rutschflächen, welche nicht selten in thonigem Schuttboden bei Entwässerungsarbeiten unter langsam sich bewegenden Abhängen zum Vorschein kommen. Ich habe mehrere solche beobachtet, welche fast vollständige Ebenen von ganz geringer Neigung sind. Sind die Rutschflächen krumm, so ist ihre Erstreckung geringer. Weitaus die Mehrzahl der Rutschflächen lässt sich nur auf einige Centimeter oder Decimeter verfolgen.

An den Gehängen der Thäler, am häufigsten allerdings wenn die Schichten oder Schiefern dem Thale flacher zufallen, als die Oberfläche des Abhanges, beobachtet man recht häufig Rutschflächen, deren Streifen auf ein Sinken nicht unterstützter Gebirgsmassen gegen das Thal hinweisen. Diese durch Abrutschen der Gehänge entstandenen Rutschstreifen finden sich vermuthlich nur nahe der jeweiligen Oberfläche des Abhanges.

Manche Gesteinsmassen sind von Rutschflächen in flasriger Anordnung durch und durch so massenhaft durchzogen, dass es eine Unmöglichkeit wird, ein kleines Handstück zu schlagen, das nicht von Rutschflächen begrenzt wäre. In solchen Gesteinen kommen verschiedene Richtungen der Rutschflächen vor, es überwiegt aber gewöhnlich doch eine Hauptrichtung der Art, dass die meisten der zahllosen Rutschflächen sich unter flachen Winkeln schneiden, die manchmal wie Biegung der Rutschfläche aussehen, oder auch auf eine solche hinauslaufen. Die Stücke, in welche das Gestein zerfällt, sind dann flach, glatt, und ringsum von Rutschspiegeln begrenzt, sie sind die mechanischen Einheiten der Bewegung, die aneinander vorbeigeflossen sind. Kein Cubikcentimeter des Gesteines hat seine Lage zum nebenstehenden unverändert beibehalten. Alle Partikel sind aneinander verschoben worden, viele wiederholt und über weite Räume. Die Gesteinstheilchen, welche jetzt zu beiden Seiten der Rutschspiegel sich berühren, waren früher weit von einander entfernt. Aus der jetzigen Mächtigkeit der Gesteinsmasse können wir keinen Schluss auf die frühere ziehen, die Form ist gänzlich verändert.

In einem solchen Zustande befinden sich z. B. die Opalinus-Schiefer, die vom Bötzbergtunnel durchstochen wurden, ferner sehr viele thonige Schuttmassen von in Rutschung begriffenen Abhängen. Die Kohlen- und Thonschieferschichten, wie sie in vielen Bergwerken entblösst werden, bilden ebenfalls solches „verrutschtes

Gebirge.“ Wenn dieser Zustand auch bei stark plastischen, also bei mergeligen thonigen Gesteinen viel häufiger ist, als bei festeren spröderen, so fehlt er indessen auch dort nicht. Wir finden ihn ausserordentlich ausgebildet bei manchen Verrucanogesteinen, welche die spitzen Röthikalkmulden im Val Puntaiglas, Val Rusein und Sandalpthal begleiten, ferner an einigen Stellen in den Kalkbänken, welche im Gebiet der grossen Doppelfalte als gewalzter Mittelschenkel unter dem Verrucano liegt. Ein bald mehr bald weniger dichtes Netz von Rutschflächen durchsetzt viele andere, selbst sehr spröde Kalksteine der jurassischen und cretacischen Schichten der Alpen und selbst Malmkalke des Juragebirges, ebenso den undeutlich ausgebildeten Gneiss des Val Cavrein und Val Rusein, und stellenweise die Sandgratgesteine und manche halbkrystallinische Lagen des Limmernbodens. Kurz das Auftreten der Rutschflächen ist ein so allgemeines, dass man sich angewöhnt hat, nirgends darüber erstaunt zu sein, wenn man sie findet.

Bei stark plastischen Materialien wie Schieferthone, Thone, Mergel, Braunkohlen etc. können klaffende Spalten wie die Aderspalten vieler Gesteine sind, nicht leicht sich bilden, denn wenn an einer Stelle Zug, an einer anderen Druck vorhanden ist, so entstehen eben Rutschflächen, auf welchen das Material von der gepressten Stelle weg gegen die weniger stark gepressten, vielleicht auf Zug beanspruchten Stellen gleitet. Die Spannungen gleichen sich hier viel leichter durch Rutschflächenbildung, als durch Zerreissen aus. Es bedarf schon eines gewissen Grades von Sprödigkeit, damit klaffende Risse im Innern einer Gesteinsmasse entstehen können. Je nach den Cohäsionseigenthümlichkeiten des Gesteines ersetzen sich Aderbildung und Rutschflächenbildung.

Das Reissen von Spalten und die Bewegung auf Rutschflächen versetzen das Gestein in Schwingungen, und erzeugen einen Ton. Ob derselbe schon beim Reissen einer einzelnen Spalte wahrgenommen worden ist, weiss ich nicht, wohl aber ist das oft mehrere Tage lang einem grösseren Bergsturze vorangehende Rauschen, Krachen oder Brummen im Inneren des Gesteines ohne Zweifel auf massenhaft vor sich gehende solche Bewegungen zurückzuführen.

Alle bisherigen Betrachtungen über Adern und Rutschstreifen in den dislocirten Gesteinen lehren uns, dass bei den grossen mechanischen Umformungen, besonders den Biegungen ganzer Schichtensysteme bei der Gebirgsbildung sich das Gestein nicht als mechanische Einheit bewegt, sondern es geschieht eine Zertheilung durch Klüfte und Rutschflächen in relativ kleine Gesteinsbrocken. Diese

Gesteinsbrocken verschieben und verstellen sich als die mechanischen, in sich selbst fast starren Einheiten der Bewegung soweit als es die Ausgleichung der von den gebirgsfaltenden Kräften erzeugten Spannungen erfordert, und werden hernach in der gegenseitig veränderten Lage durch Sekretionen wieder verkittet. Neubildung von Trennungen und Verkitten der alten gehen nebeneinander so lange fort, als die faltenden Kräfte auf diese Theile der Erdrinde einwirken. Die Summe aller Stellungsveränderungen dieser Gesteinsbruchstücke ergibt dann zu einem grossen Theil die gesammte Umformung. Zertheilung, Stellungsveränderung der Theile und Wiederverkitten derselben ist also der mechanische Vorgang, an welchen zunächst die Umformungsfähigkeit spröder Gesteinsmassen geknüpft erscheint. Ein gewisser Grad von Duktilität hilft stets mit.

Nirgends haben wir Spaltungen oder Zerreissungen beobachtet, welche eine ganze grosse Gebirgsmasse durchsetzen und in zwei trennen. Wenn solche sich bilden wollten, so würden die beidseitigen Gesteinswände in Brocken gegen die Kluft einsinken, sobald diese zu tief reisst. Spaltenthäler sind schon aus diesem Grunde mechanisch eine Unmöglichkeit. Indem man an dieselben dachte, hat man die Cohäsion ganzer Gebirgsmassen überschätzt und mit derjenigen des einzelnen Gesteinsstückes verwechselt, oder sich durch Spalten, die unserem kleinen Körper gross erscheinen, so klein sie für das ganze Gebirge sind, täuschen lassen. Selbst die „aufgesprengten Gewölbe“ können wir uns nicht als Aufriss denken, sondern die Streckung hat bloss eine Zerklüftung erzeugt, welche gerade auf dem Gewölbescheitel am stärksten war, und hier die Verwitterung befördert. Wenn die sogenannten aufgesprengten Gewölbe durch ein einheitliches Reissen eines ganzen biegenden Schichtencomplexes entstanden wären, so sollten wir auch nach unten aufgesprengte und deshalb höhlenbildende Mulden finden, wenn auch immerhin seltener, weil die auf Zug in Anspruch genommenen Schichten der Mulde allseitiger von Gestein eingeschlossen sind, als beim Gewölbe.

Weil bei der Biegung der Schichten durch Bruch kein Riss das ganze Schichtensystem durchsetzt, sondern die Zerreissungen lokal sind und wieder zuheilen, während neue entstehen, so ist es mechanisch möglich, dass trotz des Brechens die Schichten und Schichtencomplexe in continuirlicher Curve sich krümmen, während diese ein gebrochener und lückenhafter Linienzug werden muss, sobald die Continuität irgendwo durchgreifend durch den ganzen Schichtencomplex unterbrochen wird.

Nach dem Obigen hat die Umformung der Gesteine in ihrem Mechanismus eine grosse Aehnlichkeit mit der Bewegung der Gletscher.[1]) Auch das Gletschereis ist wie die meisten Gesteine nur in geringem Grade biegsam ohne zu brechen, es ist im Ganzen spröde, auf Zug reisst es Spalten, auf Druck bricht es in Körner. Bei den Umformungen, welche dem Gletschereise zugemuthet werden, bildet sich ein Netz von feinen Spalten. Die dadurch umgrenzten Eiskörner verschieben sich als die in sich starren mechanischen Einheiten der Bewegung. In der neuen Lage regeliren sie, was der Verkittung von Fels durch Mineralsekrete entspricht, und neue Haarspältchen reissen sich. Die Verstellung zweier weit auseinander gelegenen Punkte im Gletscher entspricht der Summe aller Verstellungen der zwischenliegenden Eiskörner. Brechen, Stellungsveränderung der Theilchen und Wiederverkitten ist auch hier der Mechanismus, an welchen die Umformungsfähigkeit des Gletschereises gebunden ist. Der Unterschied gegenüber der Umformung von Felsen beruht nur darin, dass 1) das Eis weniger fest, leichter brüchig ist, und deshalb die Zertheilung eine stärkere, raschere und gleichmässigere wird. Wären die Felsen gleich leicht brüchig, so würden die Berge wie Gletscher in die Thäler fliessen. Auf einem Himmelskörper, welcher die Theilchen seiner Oberfläche viel kräftiger anzieht als die Erde, wird vielleicht bei Fels die Schwere die Cohäsion in ähnlichem Grade zu überwinden im Stande sein, wie sie es auf der Erde für Gletschereis vermag, und Berge aus Gesteinen wie diejenigen der Erde wären unmöglich. 2) An Stelle der Sekretion im Fels, welche langsam vor sich geht, tritt die Regelation im Gletscher, um die Wiederverkittung der verschobenen Brocken in der neuen Lage zu besorgen. 3) Beim leichtbrüchigen Eise ist das eigene Gewicht die umformende Kraft des Gletschers, die ein Abwärtsfliessen bedingt; beim Fels hingegen genügt sehr oft das Eigengewicht nicht, sondern die gebirgsfaltenden Kräfte erzeugen die im Einzelnen ähnliche Erscheinung. In beiden Fällen ist es aber eine von aussen an den umzuformenden Körper herantretende Kraft.

Die Gleichheit, oder doch grosse Aehnlichkeit im Bewegungsmechanismus von Gletscher und Gestein kann uns aber noch einen Schritt weiter führen: Je grösser beim experimentellen Umformen von Eis in verschiedene Formen die pressende Kraft gesteigert wird, desto stärker wird die Zertheilung, desto vollstän-

---

[1]) Verglichen Albert Heim, „Ueber Gletscher", Poggendorffs Annalen Ergänzungsbd. V. S. 30 und Albert Heim, „Ueber die Theorie der Gletscherbewegung" Jahrbuch des Schweizer-Alpenclub B. VIII S. 330.

diger schmiegt sich das Eis den verlangten Formen an. Je mehr im Gletscher die Gewalt der umformenden Kraft, der Druck, steigt, desto dichter wird das Netz der Trennungsspältchen, desto kleiner das Gletscherkorn. Dieser Erscheinung entspricht vollständig die Zertheilung der Gesteine bei ihrer Umformung durch die Gebirgsbildung. Wenn wir eine bestimmte Schicht auf eine gewisse Strecke verfolgen, so sehen wir, dass die Zahl der Adern und Rutschflächen, welche das Maass der Zertheilung sind, mit dem Grade der Verbogenheit, Stauung oder Streckung, d. h. mit der Stärke der aufgezwungenen Umformung zunimmt innerhalb gleicher Gesteinsbeschaffenheit. Die Stärke der Umformung aber kann uns innerhalb gleicher Gesteinsbeschaffenheit und sonstiger Verhältnisse als ungefähres Maass für die Kräfte gelten, welche der Gesteinsmasse entgegengewirkt haben. Also auch hier ist unter sonst ähnlichen Bedingungen die lokale Zertheilung um so stärker, je intensiver die ummodelnden Kräfte gearbeitet haben, und je spröder und weniger fest das umgeformte Gesteinsmaterial ist. Denken wir uns die Kraft, welche eine Schicht in eine bestimmte Mulde presse und derselben sich anzuschmiegen zwinge, nehme fort und fort zu, so wird die Zertheilung ebenfalls zunehmen; die Verschiebung an einer Aderkluft vertheilt sich auf viele feinere Risse, die Anschmiegung an die Biegung wird eine genauere. Wird die umformende Kraft endlich so gross, dass sie anstatt an ein paar tausend Stellen die Festigkeit durch Bruch aufheben zu können, dieselbe in jedem einzelnen Punkte überwindet, so wird das Spaltennetz unendlich fein, und das Gesteinskorn zur Kleinheit eines Molekules reducirt, d. h. die mechanische Bewegungseinheit ist nicht mehr ein Gesteinsbrocken, sondern unendlich klein, so dass die Bewegung eine continuirliche Umformung ohne Bruch wird. Das Gestein verhält sich Kräften gegenüber, welche im Vergleich zu seiner Festigkeit unendlich gross sind, als eine plastische Masse. Diese Betrachtung führt uns auf die Umformungen der Gesteine ohne Bruch, und gibt uns schon zu erkennen, dass der Unterschied beider Arten der Umformung durch alle möglichen Abstufungen verbunden ist.

C. Die Umformung der Gesteine ohne Bruch.

Die nähere Untersuchung vieler Schichtenfalten oder Schichtenverquetschungen und Stauungen lässt Adern oder Risse nur in so spärlichem Maasse erkennen, dass

wir aus den denselben entsprechenden Umstellungen die genannten Gesteinsumformungen unmöglich erklären können. Wir finden selbst in spröden Gesteinen ausgezeichnete Biegungen ohne jede Spur von damit in Verbindung stehendem erkennbarem Bruche.

Ausser den Biegungen ohne Bruch haben wir noch zahlreiche andere Belege dafür, dass bei der Gebirgsbildung überhaupt die Molekule selbst spröder Gesteine sich verschieben können wie diejenigen plastischer Massen. In den spröden, klingenden, reinen[1]) Kalksteinen der Mulde von Fernigen im Meyenthale (Uri) finden wir gestreckte zerrissene Belemniten. Die Streckung lässt sich bei manchen derselben genau messen. (Taf. XIV Fig. 3 und 4.) Sie beträgt oft das zwei- bis zehnfache der ursprünglichen Länge. Um einen wenigstens gleich grossen Betrag musste das umschliessende Gestein gestreckt worden sein; es zeigt dem entsprechend auch gestreckte Structur, allein ohne Risse. Ammoniten, welche aus den kreisförmigen Spiralen in elliptische Spiralen gezogen, oder wie Basreliefs flach gequetscht worden sind, ohne dass Risse dabei sich gebildet haben (Taf. XIV Fig. 13, 14 und 15) sind ebensolche Belege für Differentialbewegungen innerhalb der scheinbar starren Masse, Belege für plastische Verschiebungen der Molekule aneinander. Viele Umformungen ohne Bruch erzeugen eine schiefrige Structur des Gesteines.

Biegung, Streckung, Stauung, Auswalzung, Schieferung als Resultate der Gesteinsumformung finden wir gewöhnlich aneinander geknüpft. Biegungen erzeugen an den inneren Schichten Stauung mit kleiner Fältelung, in den äusseren Schichten Streckung, an den scharfen Umbiegungsstellen leicht Transversalschieferung (Clivage). In gebogenen Schichten und in Gesteinen mit Transversalschieferung finden wir die verzogenen und verquetschten Petrefacten. Es ist eine einzige Ursache, die alle diese Erscheinungen erzeugt hat, und sie ist es, nach der wir suchen.

Während die Umformung durch Bruch nur an einzelnen Stellen die Starrheit in der Lage der Theilchen überwindet, geschieht dies durch Umformung ohne Bruch an einer im Vergleich damit fast unendlich grossen Zahl von Stellen, wenn auch in etwas anderer Weise. Umformung ohne Bruch ist somit eine höhere mechanische Leistung als Umformung mit Bruch.

Wir mögen staunen bei der Betrachtung der enormen weitgeschwungenen

---

[1]) In Salzsäure unlöslicher Rückstand nur 0,5 bis 1%.

zahlreichen Schichtenbiegungen, beim Gedanken an die Kraft, welche sie erzeugte. Indessen das weite Ausholen, die Breite der Ueberschiebung, welche durch eine Falte entstanden ist, gibt nur den Maassstab für den Betrag des erzielten Zusammenschubes, oder für den Weg, auf welchem die entgegenstehenden Widerstände überwunden worden sind, aber nicht den Maassstab für die Intensität der Kraft. Die physikalische Schwierigkeit der Umbiegung ohne Bruch ist um so grösser, je kleiner der Radius der Umbiegung ist. Die Schwierigkeit, welche sich der Umformung entgegenstellt, ist der Widerstand des Gesteines gegen plastische Verschiebung seiner Theilchen. Diese mussten ihre gegenseitige Lage aber um so mehr verstellen, d. h. der Widerstand musste an um so zahlreicheren Orten und auf um so grösserem Wege überwunden werden, je kleiner der Raum ist, auf welchem die Verschiebung einen sichtbaren und messbaren Betrag erlangt hat. Die enge, im Handstück sichtbare Fältelung, die Streckung eines Petrefactes auf das Doppelte oder Dreifache ist eine viel grössere Leistung, eine vollständigere Ueberwindung der starren Cohäsion, als die Biegung eines Schichtensystemes zu einer stundenbreiten Mulde, wobei die Umformung für ein eingeschlossenes Petrefact zu unbedeutend ist, als dass sie durch Messung überhaupt nachgewiesen werden könnte. Um einen enormen Schichtencomplex ein wenig zu biegen, gebraucht es selbstverständlich mehr Kraft, als um einen Cubikmeter Gestein zusammen zu quetschen, allein viel weniger, als um einen ebenso enormen Schichtencomplex in allen Theilen enge zu fälteln. An dem lokalen, im Kleinen schon messbaren Betrag der Umformung beurtheilen wir die lokal noch in Wirkung getretene Intensität der Kraft, während die ganze Kraft sich in dem ganzen umzuformenden Schichtencomplex vertheilte. Wenn wir somit für die sogar im Handstück sichtbaren bruchlosen Umformungen spröder Gesteine, wie wir solche auf Taf. XIV und XV abgebildet haben, eine physikalische Erklärung gefunden haben, so wird die Erklärung für die breiten Schichtenbogen dadurch mehr als eben gewonnen sein, denn diese letzteren sind weniger hochgradige Molekularverschiebungen oder Cohäsionsüberwindungen.

Wir versuchen zunächst in der Erscheinung einige ihrer wichtigsten Gesetze zu erkennen, um dadurch erst auf dem Wege der inductiven Forschung zu Folgerungen zu gelangen, welche als Ausgangspunkte zur Erklärung zu benutzen sind. Die bisherigen Erklärungsversuche werden wir besprechen, und an Stelle derselben, da wir sie als ungenügend werden bezeichnen müssen, eine neue Erklärung setzen.

Endlich werden wir uns umsehen, ob die aus unserer Erklärung deducirten Schlüsse mit der Natur in Uebereinstimmung stehen.

Diejenigen Stellen in den Alpen und auch in anderen ähnlichen noch vorhandenen oder durch Erosion fast ganz abgetragenen Gebirgen, wo wir Umformungen ganz oder grösstentheils ohne Bruch beobachten, sind geradezu zahllos. Wir wollen nur einige wenige Beispiele hochgradiger bruchloser Biegungen aus den Alpen, und vorwiegend aus unserer Tödi-Windgällen-Gruppe aufführen:

1) In eocenen Thonschiefern (Flysch):

Muttenberge und Nüschenstock am Kistenpass, Hintergrund von Durnachthal und Sernfthal (Glarus), Claridenkamm, Scheerhorn, Sittliserhörner im Schächenthale, Taminathal etc.

2) In mehr oder weniger thonhaltigen Kalksteinen und Kalkschiefern:

Beide Ufer des Urner- (Vierwaldstätter-)see's, besonders Axenstrasse am südlichen Fusse des Frohnalpstockes und am grossen Axen[1]), Alp Baberg im Isenthal[2]), Gitschen Südostseite (Urirothstock-Gruppe), Gehänge des Rätschthales im Muottathalgebiet, Wyssenstock 1 Stunde östlich von Brienz; eocene Gebiete: Taminathal, Muttenberge, Scheerhorn.

3) In den eisenreichen, oft thonfreien, dichten oder oolithischen Kalksteinen und Echinodermenbreccien des Lias und braunen Jura:

Urnerboden, Klausenpass, Sandalpkessel besonders auch am Grünhorn, Stock Pintga, Südfuss des Piz Urlaun, ob dem Hüfiälpli, Windgällen etc.

Ferner ausserhalb der Tödi-Windgällen-Gruppe: Glärnisch Oberblegi, Urbachthal (Berner Oberland) und an vielen anderen Orten mehr.

4) In thonfreien klingenden dichten spröden Kalksteinen, meist Hochgebirgskalk:

Wände zu beiden Seiten des Thierfehd im Linththal[3]), Gebiet der Pantenbrücke, Wände des Selbsanft, Westwand des Piz Frisal, Gebiet des Hüfigletscher, Windgällen, Westabhang des Belmistock, Meyenthal in Uri; Urbachthal, Engelhörner, Mettenberg, Haslithal etc. Bruchlose Streckung und Schieferung in klingendem Hochgebirgskalk, nachgewiesen durch gestreckt zerrissene Belemniten am Saasberg (Kärpfgebiet), Fernigen (Meyenthal), Ranasca bei Panix.

---

[1]) Baltzer, der Glärnisch S. 43 und folgende mit Abbildung.

[2]) Baltzer, der Glärnisch. S. 43, Abbildung.

[3]) Gesteinsproben der gebogenen Schichten ergeben blos 0,4—0,6 % in Salzsäure unlöslichen Rückstand.

5) In dichtem Dolomit der Röthikalkschichten:

Sandalpkessel, Stock Pintga, Kehle (Südfuss des Piz Urlaun), Südfuss des Piz Tumbif, Piz Cambriales etc.

6) In Sandstein oder Quarzit:

Hintergrund des Durnachthales am Hausstock, Lämmerbachalp, Scheerhorn etc.

Von den meisten engen Biegungen im Gneiss und Glimmerschiefer in den Alpen, Schwarzwald, Erzgebirge, Skandinavien etc. wollen wir hier lieber absehen, da ihre Entstehung unbekannt ist. Sie müssen vielleicht grossentheils zu den Fluidalstructuren gezählt, und als ursprünglich aufgefasst werden. Der Gneiss am Scheidnössli im Contact mit den Sedimenten (vergl. folgenden Abschnitt und Taf. IX Fig. 7) und verschiedene Gneisse, Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer am Simplon und im Nikolaithale sind bis jetzt die einzigen mir bekannten Beispiele von einer engen ausgezeichneten Fältelung krystallinischer Schiefer, an welcher alle Anzeichen nachträglicher mechanischer Entstehung ausgeprägt sind. Die Entstehung der Uebrigen, welche ich gesehen habe, scheint mir nicht ganz zweifellos.

Ganz ähnlich wie die bruchlosen Umbiegungen finden wir auch das Clivage (die Transversalschieferung) bei sehr verschiedenen Gesteinsarten — am häufigsten freilich bei thonigen Gesteinen — ausgesprochen. Dass Transversalschieferung ebenfalls das Resultat einer mechanischen Gesteinsumformung ist, werden wir später zu beweisen haben.

Aus den angeführten Beispielen, die wir zum grössten Theile unserem speciellen Untersuchungsgebiete entnommen haben, gewinnen wir

Das 1. Gesetz der Erscheinung:

Umformungen ohne Bruch finden sich in sehr ähnlicher, oft sogar vollkommen gleicher Weise bei petrographisch sehr verschiedenen Gesteinen, bei plastischeren wie bei spröden ausgeprägt. Die Umformung ohne Bruch ist nicht an die Gesteinsart gebunden.

Die in den obigen Beispielen angeführten bruchlos gefalteten thonfreien und thonhaltigen Kalke, die Dolomite, Quarzite etc. sind mineralogisch und petrographisch ganz identisch mit sehr vielen Gesteinen, welche an anderen Punkten durch Brechen in der im vorigen Kapitel besprochenen Weise umgeformt worden sind. Selbst in ihrer Sprödigkeit, und in allerlei unwesentlichen Erscheinungen stimmen sie mit denselben überein. Es sind sehr oft die gleichen Schichten vom gleichen geologischen Alter, welche an der einen Stelle durch Bruch, an der anderen ohne Bruch umgeformt sind. Wir können somit den folgenden Satz hinstellen als

Das 2. Gesetz der Erscheinung:

Die gleichen Gesteinsarten und Gesteinsvarietäten der gleichen Schichten, welche an einem Orte die Umformung durch Brechen ermöglicht haben, finden sich an anderen Stellen ohne Bruch umgeformt.

Die polytechnische Sammlung in Zürich besitzt ein Stück spröden thonfreien Hochgebirgskalk, das von zwei stärkeren und zwei schwächeren im Ganzen parallelen Adern durchsetzt ist, welche Adern mit dem Kalkstein in entsprechender Weise gefältelt worden sind, ohne dass irgend welche neue Brüche eingetreten wären. Das Stück stammt von der Windgälle und ist von Escher v. d. Linth gesammelt worden. Fig. 1 Taf. XV bildet dasselbe ab. Hier beobachten wir also an ein und demselben Gesteinsstücke Umformung mit Bruch und Umformung ohne Bruch, wobei beide Umformungen wenigstens um die Dauer der Sekretbildung von einander zeitlich getrennt sind. Wir lesen aus dem genannten Stücke die Thatsache, dass zur Zeit der Fältelung ohne Bruch das Gestein schon längst erhärtet war, denn der ältere Bruch, der die ursprünglich nicht gefaltete Ader gebildet hatte, zeigt die schon damals vorhandene Sprödigkeit des Gesteines an. Die Annahme, dass die Ader sich ursprünglich in der zickzackförmig gefältelten Gestalt gerissen habe, dass also Reissen und Fälteln der Ader nicht zwei verschiedene Prozesse seien, ist angesichts der Form dieser Fältelung unhaltbar. Ferner sieht man bei günstiger Beleuchtung schon von Auge, noch viel deutlicher aber im Dünnschliff unter dem Mikroskope, dass auch das zwischen den Adern liegende Gesteinsmaterial in gleicher Weise von der Fältelung ergriffen worden ist. Festhalten an der angedeuteten Annahme würde somit zu dem Schlusse führen, dass die Fältelung des Gesteines älter als die Aderbildung sei, und der Aderriss als eine klaffende Fuge zwischen den Schichten in seinem Verlauf durch die schon vorhandene Fältelung derselben geleitet worden sei. Allein das ganze Gestein erscheint beim Zerschlagen vollständig homogen, es zeigt muschligen Bruch, der sich niemals durch die Fältelung auch nur im geringsten ablenken lässt, und, was noch viel wichtiger ist: Die gefalteten Adern fallen nicht überall parallel zwischen die erkennbaren Fältelungslinien des Gesteines, sondern die letzteren und die ersteren treffen an verschiedenen Stellen meist unter flachem, an einigen auch unter steilem Winkel aufeinander, und durchschneiden sich sogar. Hierin liegt der Beweis dafür, dass die Adern

sich ursprünglich nicht in der Richtung der schwach angedeuteten Schichten rissen, sondern in unregelmässig stellenweise etwas gebrochenen Linien, die die Schichtung im Allgemeinen unter flachem Winkel schnitten. Der Aderriss hatte gar keine Ursache, in harmonisch faltenförmigen Linienzügen aber dennoch schief zur Richtung der schon gefältelten Schichten gleich in seiner jetzigen Form zu entstehen. Dass bei den Falten der Ader jeweilen die nach der einen Seite gelegenen Faltenschenkel dünner sind, als die anderen, kann ebensowenig die ursprünglich zickzackförmige Gestalt des Aderrisses beweisen, da z. B. auf der Rückseite des Stückes auch einzelne Male dazwischen das umgekehrte der Fall ist, und da fast überall die beidseitigen Begrenzungen der Ader gänzlich jenen Parallelismus entbehren, der sie bei Wegnahme der Adersubstanz und einiger Verschiebung zum Passen brächte, wie dies sonst bei ächten Adern, die nicht nachträgliche bruchlose verquetschende Umformung erlitten haben, der Fall ist. Die gefaltete Ader enthält also schon in ihrer eigenen Form den Beweis für nachträgliche Umformung. Wer das Gesteinsstück gesehen hat, wird zugeben müssen, dass die Entstehung einer solchen ursprünglich zickzackförmigen Spalte undenkbar bleibt.

Die bruchlose Fältelung muss also später als das ursprünglich viel geradlinigere Reissen von Adern eingetreten sein — vielleicht waren beide Vorgänge durch weite geologische Perioden von einander getrennt. Die Adern sind in gleicher Weise wie die übrigen unzerrissenen Gesteinstheile von der bruchlosen Fältelung mitbetroffen worden, und das Material zeigt bei all diesen Erscheinungen nicht die Spur einer stofflichen oder die Structur betreffenden Metamorphose, welche nicht bloss mechanischer Natur wäre.

Der Nachweis einer nachträglichen bruchlosen Fältelung von ursprünglich geradlinigeren Adern bezieht sich indessen nicht auf das genannte Stück allein. Ich hatte schon mehrere Male Gelegenheit, dieselbe in grösserem Maassstabe in der Natur zu wiederholen. Escher fand viele „zweifellos nachträglich gefältelte Calcitadern“ in Lochseitenkalk ähnlichem Malm der Alp Ranasca bei Panix (verglichen I. Theil S. 187 und 188). Zahlreiche ganz ausgezeichnet schöne nachträgliche Fältelung von Calcitadern beobachtete ich an dem Hochgebirgskalke des Haslithales. Die Sammlung des eidgenössischen Polytechnikums besitzt ein sehr schönes Handstück von dort. Bei den Calcitadern, die ursprünglich ziemlich gleichförmige Dicke gehabt haben müssen, finden wir das später folgende Gesetz Nr. 5 sehr deutlich ausgesprochen. Aus dem Obigen folgt

Das 3. Gesetz der Erscheinung:

Das gleiche Gesteinsstück kann Umformungen mit Bruch und Umformungen ohne Bruch erleiden.

Aus dem ersten Erscheinungsgesetz folgt, dass die Möglichkeit eines plastischen Verhaltens gegenüber den gebirgsbildenden Kräften nicht an die Gesteinsart gebunden ist; aus dem zweiten, dass die Lokalität, aus dem dritten, dass die Zeit von wesentlichem Einfluss auf die Erscheinung sind. Die Abhängigkeit von Lokalität und Zeit kann indessen nur deshalb bestehen, weil die mechanischen Umstände, unter welchen die Umformung geschieht, nach Lokalität und Zeit sich verändern; es ist also eine Abhängigkeit von den mechanischen Umständen, und die Erklärung für die Gesteinsumformung ohne Bruch muss somit in den von aussen herantretenden mechanischen Umständen, und nicht im Gesteine selbst gesucht werden.

An Lokalitäten, wo die sprödesten Kalksteine ohne Bruch gebogen sind, finden wir, soweit meine Beobachtungen reichen, auch alle weniger spröden Gesteine, alle thonhaltigen schiefrigen Massen in ganz gleicher Weise ohne Bruch gefaltet. Dagegen gibt es viele Stellen, wo nur weichere Kalkschiefer, Mergel und Thonschiefer ohne Bruch gefaltet, die eingeschlossenen spröderen Kalkbänke hingegen in Stücke gebrochen sind, indem unter den der Lokalität und Zeit entsprechenden mechanischen Umständen diese letzteren den Biegungen der ersteren nicht zu folgen vermochten. Die gleiche Kraft also, welche bei den etwas weicheren Materialien die Festigkeit von Molekul zu Molekul an zahllosen Punkten in gewissem Grade zu überwinden vermochte, konnte dieselbe nur an einzelnen Stellen des spröderen und wahrscheinlich auch festeren Materiales vollständig bewältigen. Beispiele dieser Art finden wir in dem Faltensystem des Axenberges. Dr. Baltzer hat solche in dem citirten Werke vom Grossen Axen und auch von der Babergalp beschrieben. Wir finden die gleiche Erscheinung an vielen anderen Stellen, z. B. an den Wänden längs des Südabhanges der ganzen Axenkette im Hintergrunde des Grünthales etc. Sehr schöne Falten der eocenen Gebilde, bei welchen die spröden Kalk- und Quarzitbänke gebrochen, die Schiefer continuirlich umgeformt sind, finden sich an vielen Stellen unserer Gruppe, z. B. an den Abhängen der Muttenberge, am Scheerhorn, im Schächenthale, ferner in der Taminaschlucht von Vadura bis

Ragatz etc. In solchen Fällen beachtet man nicht selten ein Klaffen der umgebogenen Schichtfugen in dem Sinne, dass das starrere Material nicht vollständig die Biegungen des plastischeren Materiales mitmacht. Dadurch entstehen kleine Discordanzen. Nicht alle Schichten nehmen an der Faltung ganz genau gleich vollständig Theil. An Stelle der Biegung der einen Schicht treten bei einer spröderen Schicht einige Brüche und Verschiebungen, nicht selten von Rutschflächen begleitet. In solchen complicirten Faltensystemen beobachtet man häufig, dass die steiferen Schichten ihren Zusammenschub durch eine geringere Zahl weiter ausholender Falten von grösserem Radius neutralisiren, während die plastischeren Materialien unter den gleichen Umständen eher eine grössere Zahl kleinerer Biegungen eingehen. Dieser letztere Einfluss des Materiales wird indessen nur da deutlich, wo sprödere und plastischere Materialien nicht Bank um Bank, sondern in grösseren Schichtencomplexen miteinander wechseln. In den Kreidefalten der Centralalpen sehen wir vielfach (z. B. in der Sentisgruppe, Wiggiskette, in den Muottathalketten etc.), dass die Schichten aus steiferen Materialien bei weitem schwächer gekrümmte Flächen und mit dem Ausgehenden regelmässigere Curven beschreiben, diejenigen der plastischeren Gesteinsarten hingegen zeigen viel zahlreichere lokale unregelmässige Krümmungen und einen schwankenderen Linienzug innerhalb der grossen Gesammtbiegung, welche für beide Schichtengruppen die gleiche ist.

In ganz kleinem Maassstabe geben selbst Handstücke hierfür ein deutliches Bild. Bei dem in Taf. XIV Fig. 12 abgebildeten Stücke sehen wir, wie einige grössere Falten sich in zahlreichere kleinere allmälig nach derjenigen Seite hin auflösen, nach welcher die dolomitischen steifesten Schichten des kleinen Systemes an Dicke ab- und dadurch an Biegungsfähigkeit zunehmen, obschon der Grad der geforderten Biegung für den plastischeren Theil des Systemes demjenigen des steiferen Theiles fast gleich zu sein scheint.

Bei einer starken Umbiegung finden wir die äusseren Schichten, ob sie aus spröderem oder plastischerem Materiale bestehen, meistens in schön regelmässiger Krümmung, die inneren aber sind bei sprödem Gestein meistens unregelmässig gebrochen und verschoben (Sichelkamm ob Walenstadt), bei plastischerem hingegen innerhalb der weiteren Biegung enger gefältelt. In grossem Maassstabe geben für das letztere die Biegungen am Axen ein schönes Beispiel. In noch viel ausgedehnterem Maasse zeigen die Lagerungen im Gebiet der Glarner-Doppelfalte die

entsprechende Erscheinung. An Stelle der grossen stundenweiten Doppelfalte der steiferen Jurakalke und Verrucanoconglomerate tritt eine über alle Maassen verwickelte, in's Detail gehende Fältelung der eocenen Gebilde (Profil XIII).

Es ist ebenfalls ein in den physikalischen Eigenschaften der Gesteinsart begründeter Unterschied, wenn auf Streckung eingeschlossene Belemniten in zahlreiche Stücke zerreissen, während das einbettende Gestein sich ohne Bruch zu dehnen vermag (verglichen S. 9 bis 11).

Die genannten Beobachtungen ergeben als

Das 4. Gesetz der Erscheinung:

Die aus verschiedenen Gesteinen bestehenden gleichzeitig gefalteten Schichten an der gleichen Lokalität zeigen häufig Unterschiede in der Umformung, welche von der Natur des Gesteines abhängen.

Diese Unterschiede verschwinden mehr und mehr da, wo die Kraft hinreichte, auch die sprödesten Gesteine homogen umzuformen. Sie sind nur gradueller Natur. Es gibt Schichtensysteme aus spröden und plastischeren Gesteinen, bei denen es unmöglich ist, in der Umformung der verschiedenen Materialien den obigen Beobachtungen entsprechende Unterschiede wahrzunehmen. Unser viertes Erscheinungsgesetz ist mit voller Bestimmtheit von Dr. Baltzer aufgestellt und auf die Grösse des Thongehaltes der Gesteine zurückgeführt worden, indem der Thon der plastische Gemengtheil der meisten hier in Frage stehenden Sedimentschichten ist. Während wir dem Baltzer'schen Satze: „Je thonreicher eine Schicht, desto grösser ist unter sonst gleichen Umständen ihre Biegungsfähigkeit" vollständig beipflichten können, müssen wir hingegen scharf betonen, dass die Biegungsmöglichkeit nicht an einen gewissen Thongehalt gebunden ist. Wir dürfen, wie schon aus unserem ersten Erscheinungsgesetz hervorgeht, den Thongehalt der Gesteine nicht als die Erklärung für ihre Umformungsfähigkeit auffassen.

Man hat vielfach bei den engen Fältelungen der Schichten an Molekularumwandlungen, welche eine Ausdehnung derselben erzeugen würden, an Krystallisationsprozesse etc. gedacht. Man wollte also die Faltung von einer Art metamorphischen Prozesses im weitesten Sinne des Wortes abhängig machen, und klammerte sich an das vereinzelte Beispiel vom Aufschwellen und Fälteln des Anhydrites beim Uebergang in Gyps. Wir treten hier wiederum an den Alles erklärenden

Metamorphismus. Allein erstens sprechen eine Menge von beobachteten Thatsachen gegen seine Existenz, und zweitens würde er, auch wenn wir ihn als vorhanden annehmen, die Erscheinungen nicht erklären.

Wir finden nur in den Gebirgen mit Kettenstructur die starke, in kleines Detail gehende Faltung der Thonschiefer, Mergel, Kalksteine, Dolomite, Sandsteine etc.; sie fehlen da, wo auch die grossen Lagerungsstörungen fehlen und die Schichten auf weite Erstreckung horizontal liegen, und doch können wir petrographisch die ungefalteten von den gefalteten Gesteinen nicht unterscheiden. Nirgends, wo die ungefaltete Fortsetzung der gefalteten Schichten zu beobachten ist, wird eine Metamorphose der gefalteten Stellen im Vergleich zu den ungefalteten wahrgenommen.

Die Falten, welche durch eine Volumzunahme der Schichten entstehen würden, und diejenigen, welche durch von aussen herantretenden Druck sich bilden, müssen in ihrer Form verschieden sein. Wir wollen versuchen, in der Erscheinung die Differentialdiagnose für die beiden Ursachen zu finden.

Denken wir uns zunächst, dass ein beliebiges begrenztes System ebener Schichten von aussen seitlich comprimirt und dadurch zur Faltung gezwungen werde. In der Richtung des stärksten äusseren Druckes, in welcher die gesammte Masse zusammengeschoben wird, erleidet das Material die stärkste Zusammenpressung, wodurch die Dimensionen in dieser Richtung verringert werden. In der Richtung senkrecht zum Drucke vergrössern sich alle Dimensionen durch ausweichende Verbreiterung. Die Schichten werden somit an den Wendepunkten der Krümmungsrichtung, also an den Schenkeln des Faltensystemes, die sich immer mehr senkrecht zur Maximaldruckrichtung stellen, länger und dünner; an den Umbiegungsstellen, welche den Winkeln des nunmehrigen zickzackförmigen Schichtenverlaufes entsprechen, hingegen kürzer und dicker, denn hier liegt die Compressionsrichtung in der Schichtrichtung.

Nun wollen wir zweitens die Annahme machen, dass das Schichtmaterial, das in einen bestimmten Raum seitlich fest eingegrenzt ist, durch ein inneres Aufschwellen der Masse sich fältele. Zusammenquetschung findet in keiner Richtung statt, die Schichtdimensionen werden in keiner Richtung kleiner. Das Quellen in der Längsrichtung der Schicht führt zu Ausweichungen in der Querrichtung. Einzig an den Knickungsstellen der aufwärts oder abwärts ausgebogenen Stücke entsteht lokal etwas Zug durch das Aufschwellen der Schenkel der werdenden Zickzacklinie.

Es werden somit in diesem Falle die Schichten gerade umgekehrt wie im vorher besprochenen nun an den Schenkeln der Faltenreihen dicker, an den Krümmungsstellen bleiben sie schwächer.

Wir haben noch einen anderen Unterschied hervorzuheben: Wenn der Druck von aussen kommt, wirkt er in ähnlicher Weise auf alle Schichten des Schichtensystemes ein, das Schichtensystem wird einheitlich, harmonisch gefaltet, die Biegungen der verschiedenen Schichten sind in ihren Formen von einander abhängig, und einzelne Ungleichheiten lassen sich auf verschiedenen Widerstand des betreffenden Materiales, oder verschiedene Intensität der lokalen Wirkung zurückführen.

Bei der Fältelung durch Volumzunahme des Materiales hat jede schwellende Schicht ihre eigene, nur von ihrer chemischen Beschaffenheit abhängige, von der benachbarten Schicht unabhängige faltende Kraft. Diese Kraft kann für die verschiedenen Schichten sehr ungleich sein. So wird die Faltung der verschiedenen Schichten keine einheitliche. Von zwei Schichten, welche sich fast berühren, kann die eine auf der gleichen Erstreckung doppelt so viel kleine Falten zeigen, wie die andere — entsprechend der jeweiligen Stärke ihrer Quellung.

Für Faltung durch äusseren Druck — wir könnten dies *passive Faltung* nennen — ist also bezeichnend: Schichten an den Umbiegungsstellen dicker, an den Faltenschenkeln dünner, benachbarte Schichten eines Systemes harmonisch gefaltet.

Für Faltung durch eigene Volumzunahme — für *active Faltung* — ist bezeichnend: Schichten an den Umbiegungsstellen dünner, an den Schenkeln der Falten dicker, benachbarte Schichten in Zahl, Form und Grösse der Falten von einander unabhängig.

Untersuchen wir zunächst in dieser Richtung die Schichtenbiegungen der Alpen und anderer Kettengebirge.

Bei den zahlreichen Schichtenfalten der Alpen zeigen sich fast ausnahmslos die Schichten an den Umkrümmungsstellen dicker, als an den dazwischen gelegenen Faltenschenkeln. Es ist dies bei ganz enger kleiner Fältelung wie sie in natürlicher Grösse in Taf. XIV Fig. 16 und 17 dargestellt ist gerade so deutlich, wie bei in Kilometerweite ausholenden Biegungen. Je plastischer das Material ist, desto stärker ist diese Erscheinung ausgeprägt. Bei den in Taf. XIV Fig. 16 abgebildeten Falten bestehen die hellgelben Lagen aus Röthidolomit, die dunkleren grünen

aus Talk-Thonschiefer. Der letztere ist an den Schenkeln der Faltensysteme im Querbruch auf die Dicke eines Striches in der Zeichnung zusammengequetscht, an den scharfen Umbiegungsstellen hingegen bildet er völlige Anhäufungen. Auch der Dolomit ist an den Umbiegungsstellen dicker, allein der Unterschied ist hier viel geringer. Der Betrag, um welchen Quetschung und seitliches Ausweichen bei der Faltung eintreten musste, hat sich ungleich auf die verschieden starren Materialien des gleichen Schichtensystemes vertheilt. Die duktileren talkigen Schiefer mussten zwischen den Dolomitlagen an den Faltenschenkeln seitlich ausströmen und sich an den Biegungsstellen anhäufen. Die zahllosen, mit starker Loupe zu erkennenden, feinen Rutschspiegelstreifen im grünen talkigen Schiefer, sowie die Structur des letzteren unter dem Mikroskope (Taf. XV Fig. 7, 8 und 9, wir kommen auf diese Mikrostructur noch eingehender zurück) lassen diese ausweichende Bewegung genau erkennen, während die Dolomitlagen im Inneren weit homogener geblieben sind. Bei den schiefrigen Schichten der Axenbergkrümmungen bemerkt man, dass ihre Mächtigkeit gegen die Stelle stärkster Umbiegung hin in höherem Grade zunimmt, als dies bei den compakteren Kalksteinschichten der Fall ist.

Alle die in Taf. XIV Fig. 16 und 17 dargestellten Falten zeigen dickere Schichten an den Umbiegungen als an den Schenkeln. Das gleiche erkennt man in den schon citirten Abbildungen der grösseren Falten des Baberg und Axenberg von Baltzer. Obschon Baltzer die Erscheinung nicht beachtet hat, hat er sie doch richtig gezeichnet. Das Ideal einer solchen Zeichnung besteht in der That darin, dass man in derselben forschen könne ähnlich wie in der Natur selbst. Darin, dass die Mittelschenkel weicherer Schichten stärker gequetscht, die Umbiegungspunkte stärker verdickt sind als bei spröderen Schichten, beobachten wir eine Combination der Erscheinungen, die wir als 4. Gesetz aufgeführt haben mit den hier besprochenen. Wenn zwischen festen spröderen Schichten eines gefalteten Systemes keine plastischeren Lagen sich finden, so sieht man nicht selten, dass die Schichtfugen an den Umbiegungsstellen klaffen, oft so, dass man tief in diese spaltenförmigen Höhlen eindringen kann. In ausgezeichneter Weise kann dies z. B. am Westabhang des Stollen gegen das Rätschthal, ein Seitenthal des Muottathales (Kanton Schwyz) beobachtet werden, ferner in schwächerem Grade an einigen Stellen der Axenstrasse und auch im Jura.

Nicht selten finden wir bei starker Faltung an den Schichtschenkeln eine so starke Zusammenquetschung, dass sie einer Verquetschung gleichkommt, die den

Zusammenhang unterbricht, und stellenweise wirklich in eine Verwerfung übergeht. Das Material zerlegt sich dadurch senkrecht zur Druckrichtung in eine Reihe von Schichtplatten, welche gewöhnlich schwach keilförmig sind, und nun die eine nach der einen, die folgende nach der anderen Seite ausweichen, während sie aufeinander Rutschflächen erzeugen. Diese Rutschflächen sind nicht selten so dicht gedrängt, dass sie dem freien Auge wie eine feine Schieferung erscheinen (siehe weiter unten), manchmal stehen sie in grossen Abständen. Biegung, Knickung, Verquetschung mit Verschiebung und Verwerfung bilden auf diese Weise oft eine zusammenhängende Reihe von Erscheinungen, in welche nirgends eine scharfe Grenze gelegt werden kann. Ein und dieselbe Falte ist an der einen Stelle eine Falte, an einer anderen eine Verwerfung. Falte und Verwerfung sind qualitativ oft lange nicht so verschieden, als man gewöhnlich annehmen zu müssen glaubt.

Eine reine Verwerfung ohne Umknickung der Ränder entsteht nur dann, wenn eine Spalte schon sich fertig gebildet hat, bevor die Niveauschwankungen eintreten oder wenn die Niveauschwankung mit erdbebenartiger Erschütterung plötzlich wirkt und das Gestein leicht brüchig ist; — wir wollen sie *Spaltenverwerfung* nennen. Wenn aber die faltenden Kräfte nicht schon eine Spalte an der betreffenden Stelle vorfinden, so muss fast immer erst eine Faltung entstehen, die nur durch Schärfe der Biegung und Uebertreibung derselben allmälig in Knickung, in Falte mit verquetschtem Mittelschenkel und hernach in Verschiebung mit Rutschstreifen übergeht, und durch gänzliches Auswalzen des Mittelschenkels zur Verwerfung wird; — dies ist die *Faltenverwerfung.* Verglichen über diese Erscheinung I. Theil, mechanische Erklärung der Doppelfalte S. 220 bis 223.

Bei der gewöhnlichen Faltung finden wir einen Mittelschenkel mit umgekehrter Reihenfolge der Schichten, bei der zur Verwerfung übertriebenen Falte ist dieser durch Auswalzen und Verquetschen sehr reducirt und stückweise, oder sogar auf der ganzen der Beobachtung zugänglichen Linie vollständig verschwunden, so dass in diesem letzteren Falle aus der blossen Erscheinung nicht erkannt werden kann, ob wir es mit Spaltenverwerfung oder mit Faltenverwerfung zu thun haben. Fig. 14 in Taf. XV stellt die Uebergänge von einer Falte in eine Faltenverwerfung dar. Genau das Gleiche, welches wir im kleinsten Maassstabe oft beobachten, finden wir bei den grossen, Ketten bildenden Falten. Beispiele für Faltenverwerfungen im Kleinen enthalten die Figuren 17 und 18 Taf. XIV und 8 Taf. XV.

Mancher Streit, der schon darüber gefochten worden ist, ob gewisse Dis-

locationen Falten oder Verwerfungen seien, lässt sich dahin auflösen, dass wir es mit Faltenverwerfungen zu thun haben, bei welchen am einen Orte die Faltennatur, am anderen die Verwerfung mehr in den Vordergrund tritt. Wo immer wir zwischen den beiden in ihrer gegenseitigen Stellung dislocirten Schichtmassen an irgend einer Stelle Spuren eines verquetschten Schichtkörpers mit umgekehrter Reihenfolge der Schichten finden, kann keine reine Spaltenverwerfung vorhanden sein, sondern es ist eine Faltenverwerfung. Escher sprach in solchem Falle von „verquetschter Falte." Ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür, auf das wir nur vorübergehend hinweisen wollen, das aber einer eingehenden Untersuchung auf seiner ganzen Länge werth wäre, bildet die Ueberlagerung des innersten Molassenkammes durch den ersten äussersten Kreidekamm am Nordrande der Alpen. Zwischen Speer und Mattstock ist der umgekehrte Mittelschenkel in mehreren Schichten sehr deutlich erhalten (von Escher zuerst aufgefunden), er enthält dort sogar noch Molasseschichten. Es wird dadurch wahrscheinlich, dass die Nagelfluh am Speer über sich selbst theilweise übergekippt doppelt liegt. In der Rigigruppe (verglichen Kaufmann, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz Lieferung XI) hingegen ist der Mittelschenkel viel unvollständiger erhalten, er betrifft meist nur die eocenen Gebilde, die miocene Nagelfluh berührt ihn discordant, und es kann nicht sicher nachgewiesen werden, ob dieselbe einfach liegt, oder ihre oberen Schichten als übergekippte Unterlage angesehen werden müssen. Eine gewisse Discordanz der Nagelfluhschichten zu den älteren mag indessen ursprünglich durch Anlagerung entstanden sein, indem die Nagelfluh eine Uferbildung ist. Mit der Annahme einer Spaltenverwerfung reichen wir zur Erklärung nicht aus. Wenn wir an ihre Stelle mehrere setzen, so gelangen wir abermals nur an einer anderen Stelle mit der wirklichen Erscheinung in Widerspruch. Einzig die Faltenverwerfung in ihren verschiedenen Graden der Ausbildung an verschiedenen Punkten ihrer Länge steht mit allen mir bekannten Erscheinungen im Einklange.

Weitere ausgezeichnete Beispiele für Faltenverwerfungen finden wir am Profil vom Walensee nach dem Leistkamm (Taf. XIII Fig. 13), ferner von Näfels und Netstall an den Rautispitz, am Nordabhang des Drusberges, am Südabhang des Schächenthales (Profile V, VII und VIII) etc.

Dass bei Faltenbildung einzelne Schenkelstücke von Schichten gänzlich verquetscht werden, oder bei spröderen Materialien zerreissen, dann bei fortschreitender Faltung zurück bleiben und nur noch in einzelnen Fetzen vorhanden sind, ist eine

sehr häufige Erscheinung scharfer Falten. Bei zahllosen Profilen ist die Reihenfolge der Schichten auf beiden Seiten der innersten Linie oder der jüngsten Schicht einer eng gepressten Mulde oder eines Gewölbes keine vollständige symmetrische, sondern einzelne Schichten oder ganze Schichtencomplexe fehlen auf der einen oder anderen Seite. An den Umbiegungsstellen ist häufig die Reihenfolge der Schichten etwas vollständiger, als an den Schenkeln. Es ist wohl in den meisten Fällen unrichtig, anzunehmen, dass dies Folge von Erosion vor dem vollständigen Schluss der Falte sei, denn so scharfe Falten können sich ohne in mächtige Bergstürze mit unregelmässiger Durcheinanderwürfelung des Materiales sich aufzulösen nur unter Bedeckung mit Material bilden. Dies gilt noch in besonderem Grade für schief oder gar flach übergelegte Falten.

Wir lassen noch einige Beispiele für das ganze oder theilweise Fehlen oder Verquetschen von Schichten im Mittelschenkel scharfer Falten folgen. Nach unserer Ansicht ist in den meisten Fällen dieses Fehlen ein Zurückbleiben durch Zerreissen oder Auswalzen während der Faltung selbst, hat also rein mechanische Ursachen, und kann im tiefen Inneren einer Gebirgsmasse eintreten.

Die südlichere Kalkzone des Brigelserhornes ist an dem Nordschenkel viel vollständiger als am Südschenkel, an welch letzterem Hochgebirgskalk an Röthikalk grenzt, während brauner Jura, Lias, Quartnerschiefer fehlen. Aehnliche Verquetschungen zeigen sich am Westabhang, wo sogar der Hochgebirgskalk stellenweise in directe Berührung mit Verrucano und Puntaiglasgranit kommt.

Bei der Windgällen-Falte finden wir den Lias durch schwarze Schiefer unten am Gehänge fast immer vertreten, im oberen zurückgefalteten Theil fehlt diese leicht verquetschbare Schichtenmasse meistens, während die festeren Kalke des braunen Jura, freilich mit Anzeichen von Streckung, die Umfaltung ausgehalten haben.

Während es in den genannten Fällen ganz unnatürlich wäre, das Ausbleiben von einzelnen Schichttheilen auf ursprüngliches Fehlen oder alte Erosion zurückführen zu wollen, wird die Antwort viel schwieriger, wenn eine bestimmte Schicht auf viel grösserer Ausdehnung nicht vorhanden ist, wenn an den Grenzen des Vorkommens keine Streckungen oder Quetschungen sichtbar sind, und wenn nicht nachgewiesen werden kann, dass rings um die Schichtlücke herum die Facies unverändert die gleiche ist, wie in grösserer Entfernung. Dass am Nordabhange des Schächenthales und bis gegen den Blackenstock westlich der Reuss die Kreidefor-

mation vollständig fehlt und dort Eocen mit oberem Jura und sogar mit Unterjura und Verrucano in unmittelbare Berührung kommt, ist nachweisbar (verglichen die Profile VIII, VII und V) Folge des Faltungsprozesses. Wir befinden uns hier im Ostausläufer der Nordhälfte der grossen Doppelfalte. Dass aber auf der Südseite des Schächen am Nordabfall der Windgällen, am Gross-Ruchen, Scheerhorn und den Clariden die Kreide entweder ganz fehlt oder nur sehr schwach vertreten ist, wage ich kaum auf mechanisches Zerreissen oder Verquetschen durch den Faltungsprozess zurückzuführen. Die gleiche Erscheinung setzt sich übrigens noch weiter fort, indem auch im Berner Oberland Eocen und weisser Jura sich berühren. Dass zur Kreidezeit hier Festland war, ist nicht anzunehmen, indem die Kreideschichten in der Nähe dieser Kreidelücken, soweit die Beobachtungen reichen, nirgends die pelagische Facies in Uferfacies verändern.

Am Piz Dartgas, am Crap Surschein und im ganzen übrigen Theil der Glarner-Doppelfalte (Profile XII bis XVIII und XX) sind an der Nordhälfte wie an der Südhälfte die Mittelschenkel sehr stark verquetscht. Der Hochgebirgskalk ist von 450 Meter Mächtigkeit auf wenige Meter reducirt, die Kreide fehlt oft ganz, ebenso fehlen sehr oft die unterjurassischen Schichten und der Röthikalk, während sie am Gewölbeschenkel der Nordfalte und auch an demjenigen der Südfalte und endlich, wie der Grund des Calfeuserthales, der Flimserstein einige Stellen südlich oberhalb Elm, die Baumgartenalpen am Kistenpass und die Thalmulden südlich von Vorab und Bündtnerbergfirn zeigen, in den Muldenschenkeln vollzählig vorhanden sind. An den zuletzt genannten Lokalitäten besteht der ganze Mittelschenkel nur noch aus Verrucano, der auf normal gelagerter Kreide überschoben liegt. (Verglichen I. Theil Abschnitt IV, besonders S. 223 bis 227.)

In der Kette der Rigihochfluh findet sich eine eocene Mulde, auf deren südlicher Seite der Schrattenkalk fehlt und die eocenen Gebilde die untere Kreide (Neocomien) berühren. Wir haben schon oben die Gründe angegeben, warum wir Kaufmann auf S. 186 bis 189 (Beiträge etc. Lieferung XI) nicht zustimmen können, wenn er Erosion an der Oberfläche der entstehenden Mulde zur Erklärung herbeizieht.

Ein ausgezeichnetes Beispiel von Verquetschung des Mittelschenkels, die bis zur Faltenverwerfung sich entwickelt, ist die nördlichste Falte des Kettenjura auf der Grenze von Ketten- und Plateaujura. Sie beginnt am Bötzberg, und setzt bis an den Mont terrible durch. Der Streit der Geologen darüber, ob dies eine Falte

oder eine Verwerfung sei, hat seinen Grund darin, dass bisher das Wesen der Faltenverwerfung fast ganz übersehen worden war.

Wir haben uns hier hinreissen lassen, schon einen Blick über die Aufgabe dieses Abschnittes hinaus zu werfen. Es bleibt eben jede Abtheilung in Abschnitte eine künstliche, und wir müssen zeitweise über die Grenzen greifen, um nicht der Natur mit unseren Abschnitten Gewalt anzuthun.

Diejenigen Fälle, um auf unsere Differentialuntersuchung von Faltung durch äusseren Druck und durch innere Quellung zurückzukommen, wo gefaltete Schichten an den Schenkeln so dick oder lokal noch dicker sind, als an den Punkten der scharfen Umkrümmung, sind in den Alpen äusserst selten. Sie lassen sich meistens auf ursprünglich sehr ungleiche Mächtigkeit der betreffenden Schichten an verschiedenen Stellen, oder auf wesentliche Cohäsionsunterschiede zurückführen, oder sie können auch dadurch bedingt sein, dass im Laufe der Zeit die Richtung des Maximaldruckes und das Faltensystem ihre gegenseitige Lage verändert haben. Die Beispiele der letzteren Art, welche ich bisher gefunden habe, lassen indessen noch Zweifel zu. Ich bin nicht im Stande, einen klaren Fall von Faltenschenkeln, die dicker als die Umbiegungsstellen wären, anzuführen; wenn solche vorkommen, sind sie jedenfalls ganz lokale Folgen lokaler Ursachen.

Wir fassen unsere Beobachtungen zusammen in

Das 5. Gesetz der Erscheinung:

Bei den mit der Gebirgsbildung in Verbindung stehenden grossen und kleinen Falten sind die Schichten an den Schenkelstücken der Falten dünner, an den Umbiegungsstücken dicker.

Der einzige sichere Fall, wo Fältelung durch Volumzunahme der Schichten entstanden ist, betrifft Anhydritschichten, die in Gyps übergegangen sind. Besser als Worte mag die Abbildung Fig. 19 Taf. XIV eines entsprechend gefältelten Stückes, aus Derbyshire stammend, das der Sammlung des Polytechnikums gehört, zeigen, wie ganz entgegengesetzt sich hier die Erscheinung gestaltet. An Stelle einer einheitlichen Fältelung des ganzen Schichtensystemes tritt die absolute Unabhängigkeit und Verschiedenheit der Faltenweite bei den einzelnen gequollenen Schichten. Die Schenkel der zickzackförmigen Falten sind dick, wir erkennen hier auf den ersten Blick das Angeschwollene in den Formen. Volumzunahme könnte offenbar nur dann den gewöhnlichen, durch Druck von Aussen entstandenen Falten

ähnliche Formen erzeugen, wenn sie nur in der Richtung der Schichtebene ein Wachsen der Schichte erzeugen würde, ohne die Dickedimension zu verändern. Eine solche ist aber unbekannt und wahrscheinlich unmöglich.

Die Fältelung von Gyps ist eine im Ganzen seltene Erscheinung, welche nur diesem Materiale in höherem Grade zukommt, und nirgends eigentlich gebirgsbildend auftritt. Die anderen Volumveränderungen der Gesteine durch chemische Umwandlungen oder Krystallisationsprozesse sind im Allgemeinen, so weit sie nicht bloss kühne Hypothesen sind, viel zu unbedeutend, um Fältelung zu erzeugen.

Immer ist an der Gestalt der Falten mit vollständiger Sicherheit zu erkennen, ob diese die Folge von Volumzunahme, d. h. einer Kraft seien, welche in dem Material selbst liegt, oder ob sie von einer von aussen herantretenden mechanischen Kraft, welcher gegenüber das Material passiv sich verhält, gebildet worden sind.

Unser 5. Erscheinungsgesetz kennzeichnet die Schichtungsfalten der Alpen als ganz bestimmt charakterisirte Passivfalten. Es ergibt uns somit das Resultat, dass die Schichtenfaltungen der Alpen durch von Aussen herantretende mechanische Kraft erzeugt worden sind und die Schichten ursprünglich als im Allgemeinen eben gedacht werden müssen.

Ich habe mir eine Sammlung von Dünnschliffen durch mechanisch umgeformte Gesteine angelegt, und will hier die Resultate mittheilen, welche deren mikroskopische Beobachtung mir bisher geliefert hat. Ich gedenke die Sammlung allmälig zu erweitern, und hoffe auf diese Weise später einen besseren Einblick in die mechanische Gesteinsumformung zu gewinnen.[1])

Eine Reihe von Dünnschliffen durch die schon oben beschriebenen auf Taf. XIV Fig. 16 und 17 abgebildeten Falten zeigten sehr auffallend das ungleiche Verhalten von einem mikrokrystallinisch-körnigen Gestein (Dolomit) und dem plastischeren feinschiefrigen talkigen Thonschiefer. Die Figuren 7, 8 und 9 Taf. XV stellen einzelne Partien aus diesen Dünnschliffen dar.

Der dichte, unter dem Mikroskop (wie auch die Abbildung angibt) körnige Kalkstein und Dolomit ist bald homogen gebogen, bald gerissen. In diesem Falle gehen jedoch die Risse nur selten durch die ganze Schicht hindurch, so dass die Krümmung meistens keinen Bruch erleidet; selbst die am schärfsten gebogene Schicht

[1]) R. Fuess in Berlin hat von meinen besten Präparaten angefertigt und kann wohl noch einzelne ähnliche abtreten, indem ich ihm noch Material überlassen habe.

ist nicht in Brocken gebrochen, die Continuität ist nirgends aufgehoben. Die Zerreissungen setzen grösstentheils an den äusseren, am stärksten gestreckten Lagen der gebogenen Schichten an, und gehen dann radial mehr oder weniger tief (bis zu $^2/_3$ oder $^5/_6$) in das betreffende Schichtchen hinein (vergl. XV Fig. 7). Sie zeigen bei genügender Vergrösserung keinen scharfen Spaltenriss, sondern in ihrer Nähe lockert sich das krystallinisch-körnige Gefüge, die Körnchen sind etwas auseinandergezogen, und die vollständige Trennung folgt endlich den unregelmässigen Umgrenzungsformen der Körner, ohne jemals solche selbst in zwei Theile zu zertrümmern. Alle mikrokrystallinisch-körnigen Kalke und Dolomite, die ich bisher untersucht habe, verrathen eine verhältnissmässig ziemlich grosse Biegsamkeit. Die körnige Structur, so spröde die Masse im Grossen erscheint, gibt ihr doch eine Art Gelenkigkeit, entsprechend derjenigen, welche das Gletschereis durch seine Kornstructur erhält.[1]) Es sind durch die Körner, wo sie nicht allzufest miteinander verwachsen sind, die mechanischen Bewegungseinheiten schon abgegrenzt, und es kann deshalb ein gewisses Maass von Umformung durch Stellungsveränderung derselben eintreten, ohne dass Risse sich bilden müssen. Risse aber, welche entstehen, können oft ziemlich rasch endigen, indem sie sich in einer leichten Lockerung des Korngefüges erschöpfen. Die genannten, zahlreichen, zur Umbiegung radial gestellten Risse sind oft so fein, dass sie dem blossen Auge, selbst manchmal mit Hülfe einer gewöhnlichen Loupe nicht wahrnehmbar sind. Häufig sind sie mit keinerlei Mineralmaterie angefüllt. Dass, gerade so wie bei Gletschern und wie bei Versuchen, in welchen Eis durch enge Oeffnungen ausgequetscht wird, auch hier manche dieser im Innern mechanisch entstandenen Lücken anfangs luftleer gewesen sind, ist mir sehr wahrscheinlich, wird aber kaum durch directe Beobachtung nachgewiesen werden können. Um eine bessere Vorstellung von der Häufigkeit solcher feiner Risse und Gefügelockerungen zu geben, will ich ein Beispiel aufführen. Bei der sehr regelmässigen Umbiegung von einem von Auge dichten Dolomitschichtchen von 1 Mm. Dicke, bei 1,2 Mm. innerem und 2,2 Mm. äusserem Krümmungsradius zählte ich auf je 1 Mm. äusserer Bogenlänge durchschnittlich 3 kleine Radialrisse. Aehnliches lässt sich auch in Fig. 7 Taf. XV ersehen.

Bei meinen sämmtlichen derartigen Präparaten erkennt man auf den ersten Blick, dass diese Radialklüftchen, wie wir sie mikroskopisch in sprödem Kalkstein,

---

[1]) Vergl. meinen Aufsatz „über Gletscher", Poggendorff's Annalen Ergänzungsband V, 1870, III S. 42, und ferner Jahrbuch des Schw. Alpen-Club Bd. VIII „Ueber die Theorie der Gletscherbewegung."

Dolomit etc. finden, lange nicht genügen, um die Biegung zu erklären. Bei vielen Schichten des gleichen Materiales, die nur etwas weniger scharf umgebogen sind, fehlen sie sogar oft ganz. Es war mir ferner bisher an meinen Präparaten unmöglich, einen Structurunterschied der inneren Theile eines Kalk- oder Dolomitschichtchens — z. B. feineres gedrängteres Korn — im Vergleich mit den äusseren Partien der Biegung wahrzunehmen. Ebensowenig liessen die sichtlich schmal gequetschten Mittelschenkel der Fältchen im Vergleich zu den Umbiegungsstellen irgend welchen wesentlichen Structurunterschied erkennen. Wenn auch hierfür vielleicht meine Schliffe nicht immer dünn genug sind, so genügen sie doch vollständig, um zu sehen, dass ein Structurunterschied, — eine Lückenhaftigkeit des Korngeflechtes auf der einen Seite gegenüber dichter Gedrängtheit auf der anderen — lange nicht in dem Maasse vorhanden ist, und dass die durch die Kornstructur bedingte Gelenkigkeit lange nicht ausreicht, um die starken Biegungen zu erklären.

Wir treffen somit hier bei der mikroskopischen Untersuchung genau auf die gleiche Erscheinung, die wir in riesigen Dimensionen schon früher kennen gelernt haben. Die Umformungen im Kleinen entsprechen den Umformungen im Grossen, es bedurfte nur einer höheren lokalen Kraftintensität, um sie in solcher Feinheit durchzuführen, dass sie im Gesichtsfelde eines Mikroskopes erscheinen können. Wir können sie aufführen als

Das 6. Gesetz der Erscheinung:

Die mikroskopisch nachgewiesenen Klüftchen und Gefügelockerungen genügen trotz ihrer Häufigkeit ebensowenig, die Umbiegungen zu erklären, als die grösseren Spalten.

Hierdurch werden wir zu der Folgerung gezwungen, dass ein grosser Theil der Umformung der Gesteine nothwendig auf Rechnung von wirklicher Plasticität des Materiales gesetzt werden muss. Wir betonen, dass wir absichtlich die Untersuchung an einem Materiale durchgeführt haben, das zu den am wenigsten plastischen gehört, nämlich an thonfreiem dichtem Kalkstein und Dolomit. Es ist selbstverständlich, dass weitere mikroskopische Untersuchungen eine grössere Mannigfaltigkeit dieser Erscheinungen ergeben werden, als wir sie bis jetzt kennen. Vielleicht werden auch Fälle entdeckt, wo die vorhandenen Umformungen annähernd genügend durch Zertheilung erklärt werden, allein unser obiger Beobachtungssatz wird dadurch nicht umgestossen. Wenn auch nur in einzelnen Fällen auf die Plasticität geschlossen werden muss, so ist dadurch überhaupt dargethan, dass diese

Gesteine plastischer Umformungen unter gewissen Umständen fähig sind. Da aber nicht anzunehmen ist, dass ich in allen meinen Präparaten lauter Ausnahmen vertreten hätte, so ist es wahrscheinlicher, dass die oben mitgetheilten Beobachtungen den gewöhnlichen Verhältnissen entsprechen.

Wir setzen die mikroskopische Untersuchung der umgeformten Gesteine fort:

Wo ein System dünner Kalk- oder Dolomitschichten, vielleicht mit anderen Schichten wechsellagernd, enge gefältelt ist, entdeckt man, von freiem Auge oft nicht sichtbar, an den Umbiegungsstellen klaffende Schichtfugen (Taf. XV Fig. 7 und 8).

Schichten eines gefältelten Systemes, die aus einem plastischen und nicht mikrokrystallkörnigen Materiale bestehen, sind leicht innerhalb einer grösseren Falte zu ganz kleinen unregelmässigen scharfen Biegungen, die den Charakter von Knickungen und Faltenverwerfungen annehmen, geneigt. Manche scheinbar gleichförmige Krümmung aus plastischen Materialien löst sich unter dem Mikroskop in eine aus lauter kleinen Faltenverwerfungen zusammengesetzte Zickzacklinie auf, während begrenzende Kalkstein- und Dolomitschichten eine einheitliche schöne Krümmung bewahren. (Vergl. die Thonschieferschichten zwischen den dolomitischen im Dünnschliffbild Taf. XV Fig. 7, 8 und 9, ferner Fig. 11.) Es sind hierbei alle möglichen Zwischenglieder von wellenförmigen Schichtbiegungen durch scharfe Biegungen bis zu ächten Faltenverwerfungen mit bedeutender Verschiebung an den verschiedenen Stellen wahrzunehmen (Fig. 7 und 8). Oft zählt man 4 bis 5 solche kleine scharfe Fältchen auf einen Millimeter des ganzen grösseren Schichtenbogens. Die Mikrofaltenverwerfungen haben eine Verschiebungsweite von $^1/_4$ bis zu 2 Millimeter. Oft steigt dieser Betrag noch bedeutend höher, ist dann aber nicht mehr sicher abzumessen. Die Mikrofaltenverwerfungen sind jedoch nicht an der umgebogenen Stelle am stärksten ausgebildet, sie erlangen ihren Höhepunkt an beiden Schenkeln zu der Seite der Umbiegungsstelle, während an der letzteren mehr nur wellenförmiger Schichtenverlauf vorkommt. Zu beiden Seiten gegen die Schenkel hin beherrschen die Verwerfungslinien das Bild (Taf. XV Fig. 7 und 8). Die Reste der Schichtung zwischen denselben sind nur bei starker Vergrösserung noch ganz sicher in ihrem S-förmig gekrümmten Verlauf zu erkennen, und liegen symmetrisch auf beiden Seiten der Mittellinie der ganzen Umbiegung. Die Verwerfungslinien zeigen nach beiden Schenkeln hin die Tendenz, dieser Mittellinie parallel sich zu stellen, und schneiden deshalb die Biegungsschenkel unter schiefem Winkel, sie lassen sich mit scharfer Loupe auf frischem Bruche als Rutschspiegel erkennen.

Diese Faltenverwerfungslinien sind Flächen starker Differentialbewegungen, welchen entlang durch Verschiebungen das plastische Material von den Mittelschenkeln, wo es gequetscht wurde, gegen die Umbiegungsstellen auswich, und dort hinströmend sich anhäufte. An einzelnen ausgeprägten Schichtungslinien zwischen diesen Verschiebungsflächen lässt sich sehen, dass in einzelnen Fällen sogar die seitlicher gelegenen Schichtstücke weiter nach der Umbiegungsstelle vorgeschoben worden sind, als die innerhalb gelegenen, obschon die ersteren ursprünglich weiter zurück lagen, als die letzteren. Im Allgemeinen ist aber die Anordnung der Art, dass das Zuströmen durch Faltenverwerfung von sich schief zur Schichtung abtrennenden Partien in der Nähe der Umbiegungsstelle begonnen hat, um von da an, sich steigernd, immer weiter nach den äusseren Schenkeln einzutreten (verglichen XV Fig. 8 und das Schema dazu). So ist also die Schichtung gebrochen, und statt derselben finden wir nun Verschiebungsflächen.

Wo nicht nur dünne einzelne Schichten, sondern grössere Mengen von solch plastischerem Materiale in entsprechender Weise gequetscht werden, entsteht ein dichtes flasriges Gewebe von zahlreichen solchen Verschiebungen. (XV Fig. 9.) Die ganze Gesteinsmasse wird nach denselben spaltbar, während die Spaltbarkeit, welche den nun ganz in Stücke zerschnittenen und verschobenen Schichten entspricht, nahezu oder vollständig verschwinden kann, und die Schichtung nur noch an petrographischem Wechsel stückweise erkenntlich bleibt. Es ist auf diese Art eine echte *„Transversalschieferung,“* ein *„Clivage,“* d. h. eine Schieferung, welche die Schichtung schneidet, entstanden.

Dieses Clivage ist durch Ausweichungen in Richtungen senkrecht auf den Maximaldruck entstanden. Seine Fugen sind Rutschflächen von flasriger, oft von Auge nicht erkennbar feiner Anordnung. Die zwischen denselben liegenden, ganz flach linsenförmigen Gesteinspartien haben sich übereinander verschoben, und die echte alte Schichtung ist dadurch im Einzelnen unkenntlich geworden (vergl. XV Fig. 11). Wir haben schon im Kapitel B dieses Abschnittes der Gesteine erwähnt, welche von einem Netz von Rutschflächen in flache scharfkantige Stücke zertheilt sind. Wird dies Netz immer dichter, wie dies intensivere Kräfte zu leisten vermögen, so wird die Zertheilung immer feiner, die Rutschflächen paralleler, die Gesteinsstücke dazwischen flacher und scharfkantiger, flach linsenförmig, und endlich so klein, dass wir sie von Auge nur noch als sehr feine Schuppen erkennen können — es ist Clivage entstanden. Solche Uebergänge von Rutschflächennetzen in Cli-

vage können stellenweise beobachtet werden wenn man eine thonige Schicht gegen eine Stelle hin verfolgt, wo sie fast zerquetscht wird.

Wir können diese durch Anhäufung von Verschiebungen entstandene Art von Clivage, die besonders den plastischeren Gesteinsarten anzugehören scheint, als Ausweichungsclivage bezeichnen.

Das 7. Gesetz der Erscheinung:

Durch Anhäufung von Verschiebungen, welche aus kleinen Fältchen hervorgehen, kann, besonders in plastischeren Gesteinen, eine schiefrige Structur, das Ausweichungsclivage,[x]) *entstehen.*

Eine zweite Art von Clivage liess sich unter dem Mikroskope bei starker Vergrösserung an festeren Materialien, an Kalksteinen und dolomitischen Kalksteinen nachweisen. Hier ist keine Spur von Verschiebungen, die aus Faltenverwerfungen hervorgegangen sind, zu finden, wohl aber sind alle einzelnen kleinsten zu erkennenden Formelemente in der gleichen Richtung flach gequetscht, ohne aneinander sichtbar verschoben zu sein. Hier ist also gewissermassen jedes mechanisch kleinste Theilchen von Clivage betroffen, während beim Ausweichungsclivage innerhalb etwas grösserer flach linsenförmiger Gesteinsschuppen die Mikrostructur unverändert bleibt. Man könnte diese Art von Clivage, weil sie die kleinsten mikroskopisch wahrnehmbaren Elemente betrifft, *Mikroclivage* nennen. Auch hier findet ein seitliches Ausweichen statt, allein kein solches, welches starke Differentialbewegungen benachbarter Theile erzwingt, sondern die ganze Masse bleibt in höherem Maasse eine mechanische in der Richtung einer bestimmten Ebene sich dehnende Einheit. Dünnschliffe aus Hochgebirgskalk, parallel der Ebene, in welcher Petrefacten, z. B. Belemniten liegen (es ist dies meistens zugleich die Schichtebene) zeigen bei starker Vergrösserung ein gleichförmig rundliches Krystallkorn, wenn gleichzeitig an den eingeschlossenen Petrefacten das Fehlen von Streckungs- oder Quetschungsphänomenen nachweisbar ist. Fig. 10 Taf. XV hingegen stellt einen Dünnschliff parallel der Schieferung von einer Kalksteinplatte dar, in deren Ebene der Taf. XIV Fig. 4 abgebildete zerrissene Belemnit lag (Meyenthal). Hier ist nicht nur senkrecht zur Schieferebene, sondern auch in der Schieferebene selbst die Ausbildung keine gleichförmige mehr, es sind alle kleinsten Krystallkörner in der Streckungsrichtung des Belemniten ebenfalls gestreckt, jedoch ohne die geringsten Zerreissungen. Die Körner, die früher höchstens in der Schichtebene etwas lamellar

oder tafelartig waren, sind jetzt linear gestreckt. Dadurch entsteht eine sehr feine Structur, welche allerdings in den von mir bis jetzt untersuchten Fällen sich nicht so auffallend als Schieferung beim Zerbrechen kund gibt, wie das Ausweichungsclivage, doch immerhin fühlbar wird. Auch dieses Mikroclivage entsteht in früher homogenem Material immer senkrecht zum Maximaldruck, ist aber unabhängig von der Lage der Schichtung, und tritt dadurch oft in Richtungen auf, welche die Schichtung schneiden. So z. B. habe ich diese Structur als echtes Clivage in thonfreiem Hochgebirgskalk an den Biegungen im Gebiete des Thierfehd (Linththal) senkrecht zur Lage der Schichten gefunden. Immer fällt die Schieferungsrichtung mit der Streckungsrichtung der Petrefacten zusammen, wo solche vorhanden sind. Enthält ein Gestein, welchem diese Mikrostructur aufgepresst wird, einzelne festere widerstandsfähige Körnér, so müssen sich die anderen um dasselbe herum der Art anschmiegen, dass ein mit Fluidalstructur zu verwechselndes Bild entsteht (verglichen XV Fig. 10). Das gleiche ist der Fall rings um die festen Belemnitenrostra, welche in plastischerem Gesteine liegen (Taf. XV Fig. 6, b).

Vielleicht aber müssen die flachen Calcitkörner bei Kalksteinen wie Fig. 10 sie darstellt, nicht als die früher rundlichen, nun flachgequetschten Körner angesehen werden, sondern sie könnten zu mehreren durch flache Zerreissungen aus einem rundlichen ursprünglichen Korne entstanden sein? Diese Frage zu prüfen brachte ich meine Präparate bei starker Vergrösserung in polarisirtes Licht. Entsprechend den verschiedenen Axenlagen der verschiedenen Körner müssen dieselben verschiedene Farben ergeben, und das ganze Bild einem buntfarbigen Mosaik entsprechen, vorausgesetzt dass der Schliff dünn genug ist, um zu verhindern, dass die Wirkungen mehrerer Körner sich decken. Was zu ein und demselben Krystallkorn gehört, muss mit der gleichen Farbe erscheinen, da an eine ungleiche Drehung nebeneinander gelegener Bruchstücke desselben Kornes bei dieser Art des Ineinandergreifens gar nicht zu denken ist. Nun zeigte sich jedes gestreckte Theilchen als ganz selbstständiges Korn mit eigener, von den angrenzenden verschiedener Farbe. Innerhalb jedes durch eine Farbe in seinen Umrissen genau bezeichneten gestreckten Kornes waren in der Regel keine zertheilenden Risse zu finden. Ich vermag diese Beobachtungen nicht anders zu deuten, als dahin, dass hier in Wirklichkeit alle Calcitkörnchen ohne zu zerbrechen platt gedrückt worden sind. Ich kann wenigstens nirgends weder einen Beobachtungsfehler, noch eine Zweideutigkeit in Beobachtung oder Schluss entdecken. Dennoch ist die Untersuchung noch viel-

fach zu wiederholen, denn ein so merkwürdiges Resultat bedarf eines oft wiederholten Beweises. Die Frage, welchen Einfluss auf die optischen Eigenschaften der Mikrokrystallkörner eines Gesteines solche Umformung ausübe, bleibt noch ganz offen und kann kaum anders als durch Experimente entschieden werden. Sind die obigen Beobachtungen richtig, so haben wir dadurch bewiesen, dass im Material des Mikromineralkornes selbst eine Plasticität liegt — offenbar dieselbe, auf die uns schon frühere Beobachtungen (vergl. 6. Gesetz der Ersch.) immer hingewiesen haben. Weiter kann die mikroskopische Untersuchung nicht führen, denn das Mikromineralkorn ist für das Mikroskop meistens eine untheilbare Einheit.

Das 8. Gesetz der Erscheinung:

Eine zweite Art von Transversalschieferung, das Mikroclivage,[x] *entsteht dadurch, dass alle Gesteinstheilchen in lamellare oder stenglige Form in der Ausweichungsrichtung, die meist senkrecht zur Maximaldruckrichtung steht, gequetscht werden.*

Je feiner das Netz der Verschiebungstrennungen im Ausweichungsclivage wird, und je mehr sich nach und nach die Quetschung auch über diejenigen Gesteinsmassen verbreitet, welche zwischen den eigentlichen Verschiebungsflächen liegen, um so mehr bildet sich in der Masse zugleich Mikroclivage aus. Beide Arten von Clivage gehen ineinander über, oder durchdringen sich, da sie gleichzeitig vorkommen. Ich habe Dünnschliffe, welche ein Clivage zeigen, das man stellenweise mehr zur einen, stellenweise mehr zur anderen Art rechnen möchte. Weitere mikroskopische Untersuchungen werden vielleicht noch weitere verschiedene Arten von Clivage kennen lehren. Denken wir uns das Gesteinsmaterial sehr weich und plastisch, so dass das seitliche Ausweichen immer ähnlicher dem Fliessen einer flüssigen Masse wird, so geht unser Clivage allmälig in Fluidalstructur über. Schon oben ist auf die Aehnlichkeit von Mikroclivage mit Fluidalstructur hingewiesen worden. Es gibt in der That keine Grenze und keinen wirklichen mechanischen Unterschied zwischen beiden. Unter hohem Drucke, der die Cohäsion überwindet, verhalten sich eben, wie die Beobachtung zeigt, feste Körper wie Flüssigkeiten.

Wenn in einer etwas plastischen Masse festere Stengelchen oder Lamellen (Blättchen, Tafeln etc., z. B. Minerale wie Glimmer, Chlorit, Talk, Hornblende) liegen, so wird jedes Ausweichen der Masse eine gesetzmässige Lagerung dieser Körperchen hervorrufen. Die Lamellen werden in die Flächen grösster Differential-

bewegungen gedreht. Es lassen sich leicht Experimente ausführen, bei welchen diese Flächen sehr complicirte Gestalt und zum Drucke ganz schiefe Stellungen haben[1]) — in der Natur bei der Gebirgsbildung können wir aber meistens eine Maximaldruckrichtung angeben, zu welcher die Ausweichungsrichtung und dadurch auch die ebene Clivagefläche senkrecht steht. Dieser Fall wird im Experimente erhalten, wenn wir die noch unschiefrige Masse einfach unter der Presse quetschen.

Wenn ein Lavamagma, in welchem schon Minerallamellen ausgeschieden sind, fliesst, so entsteht auf solche Weise eine Schieferung. Viele Eruptivgesteine zeigen diesem Vorgange entsprechende Uebergänge der massigen in schiefrige Structuren. Die Schieferung der krystallinischen Schiefer kann auf diese Art entstanden sein. Allein wir gebrauchen keinen Schmelzfluss, um die nothwendige Plasticität des Magmas, das die steiferen Lamellen enthält, herzustellen, vielmehr wird ein enormer Druck auch die längst vollständig erhärteten Sedimente, krystallinischen Schiefer wie Eruptivgesteine in ähnlicher Weise zu quetschen vermögen, so dass alle lamellaren Mineralpartikelchen sich parallel stellen müssen. Schon eine ganz geringe Formveränderung der Gesteinsmasse, ein unbedeutendes seitliches Ausquetschen, wird, wie die Experimente bewiesen haben,[2]) zu diesem Resultate führen. Man findet in der That sehr viele Sedimente, bei welchen eine Transversalschieferung dadurch entsteht, dass die lamellaren und stengligen, oft mikroskopisch kleinen Mineralelemente parallel liegen.

Das 9. Gesetz der Erscheinung:

Eine dritte Art von Clivage entsteht dadurch, dass alle lamellaren und stengligen Mineralelemente in einem Gesteine parallel gestellt sind.

Auch diese Art von Clivage kommt oft gleichzeitig mit den beiden ersten zusammen vor.

Diejenigen Schieferungen, welche durch fliessende Bewegungen vor dem eigentlichen Festwerden eines Gesteines entstehen (bei Eruptivgesteinen etc.) bezeichnen wir besser als Fluidalstructuren, und nur diejenigen Schieferungen, welche am schon fest gewordenen Material wie die Biegungen durch nachträgliche mecha-

---

[1]) Z. B. beim Auspressen durch die engere Oeffnung eines Gefässes.

[2]) Experimente sind von Sharpe, Sorby, Tyndall, Daubrée mit Thon und Hammerschlagschuppen, mit Glasfluss und Hammerschlag, mit Thon und Glimmer etc., mit Blei und anderen Materialien ausgeführt worden. Verglichen ferner A. Heim Poggendorffs Annalen Ergänzungsbd. V S. 57 etc.

nische Umformung entstanden sind, als Clivage.[1]) Um jeder Unsicherheit auszuweichen, werden wir uns in unseren Untersuchungen über Clivage zunächst nur an die Sedimente halten.

Eine gleiche Schieferung entsteht auch ursprünglich bei manchen, namentlich klastischen Sedimenten, indem z. B. Glimmerblättchen sich wagrecht stellen. Diese Schieferung ist aber stets mit der Schichtung parallel, es ist keine Transversalschieferung. Sie darf nicht mit den hier besprochenen, durch mechanische Umformung entstandenen Schieferungen verwechselt werden. Wir schliessen sie als *ursprüngliche Schieferung* von unseren Betrachtungen über Gesteinsumformung aus.

Das Entstehen verschiedener Clivagearten durch mechanische Gesteinsumformung ist zuerst im Grossen in der Natur durch englische Geologen, besonders durch Sharpe, Sorby, ferner Tyndall nachgewiesen und experimentel nachgemacht worden. Weitere Arbeiten über die Schieferung stammen von Daubrée.[2]) Die Resultate stimmen mit unseren mikroskopischen Beobachtungen überein:

I. Jeder Druck, welcher ein seitliches Ausweichen erzeugt, hat die Folge:

1) Dass alle nach ihrer Cohäsion ungleichen Gesteinstheile senkrecht zur Maximaldruckrichtung in lamellare Form gequetscht werden.

2) Dass alle schon in der Masse vorhandenen lamellaren und stengligen Theile sich mehr und mehr parallel einer Ebene stellen, welche senkrecht zur Maximaldruckrichtung steht.

Dadurch entsteht schiefrige Structur.

Ein allseitig gleicher Druck, der alle ausweichenden Bewegungen unmöglich macht, kann kein Clivage erzeugen.

II. Die Richtung der Clivageschieferung ist unabhängig von der Lage der Schichten.

Daubrée hebt hervor, dass die Schieferung eine ganz allgemeine Erscheinung ist, welche gelegentlich in jeder Gesteinsart auftreten kann, und dass ein grosser Theil der Erdrinde von Clivage durchsetzt ist. Wir finden alle Uebergänge von

---

[1]) Daubrée fasst beide zusammen, weil er offenbar annimmt, dass die geschieferten Gesteine zur Zeit der Ausbildung der Schieferung weicher waren, als jetzt. In diesem Sinne ist für ihn die einzige Bedingung für ein Gestein, um schiefrig zu werden, dass es in plastischem Zustande gepresst wurde, gleichgültig, ob Hitze oder Wasser die Plasticität bedingt habe.

[2]) Bullet. de la Soc. géol. de France, avril 1877.

einer kaum merkbaren Spaltbarkeit des Gesteines in einer bestimmten Richtung bis zu einer Blätterung, die der Spaltbarkeit des Glimmers kaum nachsteht.

Ausser dem Flächenclivage lässt sich stellenweise in den Gesteinen auch eine Linearstreckung, ein Linearclivage erkennen.

Gesteine mit Transversalschieferung sind also immer gequetschte Gesteine.

Wir haben diese Resultate hier nicht als Gesetze der Erscheinung nummerirt, weil sie schon früher von verschiedenen, besonders den oben genannten Forschern mit aller Klarheit aus den Beobachtungen und Experimenten abgeleitet und ausgesprochen worden sind.

Viele Geologen haben eine ganz regelmässige plattenförmige Durchklüftung, die zum Theil durch ganz andere primäre Ursachen, wie Erstarrungs- und Austrocknungscontraction, zum Theil ebenfalls durch auf grosse Massen gleichmässig wirkende wirkliche Streckung etc. entstanden ist, ebenfalls als Clivage bezeichnet. Hier haben wir es aber nur mit einer Zertheilung, nicht mit einer Structurveränderung der Masse selbst zu thun. Man könnte dies als *uneigentliches*, oder *Zerklüftungsclivage* bezeichnen. Unter wirklichem Clivage verstehen wir immer eine Spaltbarkeit des Materiales, welche die ganze Masse durchsetzt und in jedem kleinen Bruchstück sichtbar ist. Oft kommen Clivage und Durchklüftung gleichzeitig vor. Dass sie eine ganz verschiedene Erscheinung sind, ergibt sich dann auch dadurch, dass ihre Ebenen sich häufig unter steilem Winkel schneiden. Clivage entsteht senkrecht auf den Maximaldruck, Klüftung senkrecht auf den Maximalzug — hierdurch erklärt sich der Gegensatz in der Lage.

An die mitgetheilten Resultate über Clivage, zu denen die Geologen gelangt sind, reihen sich noch manche Beobachtungen an, die uns zu einem neuen Gesetz der Erscheinung allmälig überführen werden.

M. Dufet[1]) fand in Hunaudière (Loire-Inférieure) alle Trilobiten im schiefrigen Gesteine gequetscht, während diejenigen, welche in harten nicht schiefrig gewordenen Concretionsknollen stecken, alle ihre ursprüngliche Form bewahrt haben. Am Muveran hat Prof. Renevier sehr viele liasische Ammoniten gefunden, welche schief oder senkrecht zur Schieferung des Gesteines gestellt sind.[2]) Manche der-

[1]) Annales de l'Ecole normale supérieure 1875.

[2]) Solche Exemplare sind auch in der geol. Samml. des Polytechnikums in Zürich aufgestellt.

selben, besonders kleinere, vermochten ihre Form zu bewahren, viele andere hingegen sind in elliptische Spiralen umgeformt. In diesem Falle liegt die grosse Axe immer in der Ebene der Schieferung, die kleine steht steil zur Schieferungsebene — die erstere also bezeichnet eine Streckungsrichtung, die letztere eine Compressionsaxe. Die gestreckten und zerrissenen Belemniten liegen immer mit allen ihren Bruchstücken ziemlich genau in der gleichen Schieferungsebene. Bei gestreckten Farbflecken oder gequetschten Concretionsknollen fällt immer die Streckungsrichtung in die Clivageebene und die stärkste Verkleinerung der Dimensionen senkrecht dazu. Schon ohne Petrefacten oder Farbflecken erkennt man oft auf Clivageflächen eine bestimmte Streckungsrichtung durch eine feine lineare Structur, welche eine Art Rutschlinien darstellt. An zahlreichen Stücken unserer Sammlung habe ich beobachtet, dass bei Versteinerungen die Gesteinsschieferung auch im Inneren des Petrefactes sich findet, sobald dasselbe selbst in der äusseren Form gequetscht ist; die Schieferung des Gesteines tritt aber nicht in die Versteinerung hinein, sondern schmiegt sich flasrig um dieselbe herum, wenn das Petrefact seine äussere Gestalt zu bewahren vermocht hat. Beispiele der letzteren Art findet man nur in thonreichen Sedimenten, welche viel leichter umformbar waren, als die Versteinerung, während bei festeren Materialien das Petrefact stets mitgequetscht ist. Daubrée hat Belemniten in Bleistücke und in Thonmassen eingeschlossen gequetscht und auf diese Weise gestreckte zerrissene Belemniten gleichzeitig mit einer gleich gerichteten Schieferung der Blei- oder Thonmasse erhalten. Wie wir an Petrefacten die Umformung messen können, so ist dies selbstverständlich auch durch irgendwelche anderen Einschlüsse von gesetzmässiger Gestalt möglich. Der Blegieisenoolith der Alpen (verglichen I. Theil S. 62) ist bald compakt massig innerhalb der Bänke, bald von schönem Clivage durchsetzt. Die massigen Partien enthalten stets rundliche oder ein wenig ellipsoidische Eisenkörner, bei den schiefrigen hingegen sind stets die Oolithkörner zu Schuppen, welche in der Schieferungsebene liegen, flachgedrückt. In einem massig ausgebildeten Gestein findet man an Petrefacten hie und da Deformitäten, welche den Charakter von Krankheitserscheinungen haben; meines Wissens ist aber bis heute noch niemals ein gequetschtes Petrefact von gleichzeitig gebildetem vollständig massigem Gestein umgeben gefunden worden. Umformung der Petrefacten erzeugt stets gleichzeitig Umformung des Gesteines, und diese bedingt Schieferung. Am eingeschlossenen Petrefact sehen wir nur messbar die Umformung vor uns, welche das Clivage des Gesteines hervorgebracht hat.

Wir haben dadurch gefunden:

Das 10. Gesetz der Erscheinung:

In allen Fällen, wo Petrefacten umgeformt worden sind, ist im umgebenden Gestein ein Clivage entstanden;

und

Das 11. Gesetz der Erscheinung:

Die Schieferungsebene fällt mit der Streckungsrichtung der Petrefacten zusammen.

Wir haben früher dargethan, dass Biegung der Schichten und Umformung der Petrefacten sich an dem schon erhärteten Gesteine vollzogen haben. Die beiden letzten Gesetze zeigen, dass die Clivagebildung mit diesen anderen Umformungsvorgängen zusammenfällt. Es hat sich somit diese Clivage erzeugende mechanische Umformung ebenfalls am schon vorher vollständig erhärteten Gesteine vollzogen.

Für dieses letztere liegt uns noch ein sehr schöner directer Beweis vor, der ganz denjenigen Erscheinungen analog ist, welche uns auf unser 3. Gesetz geführt haben. Die Sammlung des Polytechnikums besitzt ein Stück Thonschiefer von Trimmis, Kanton Graubündten. Es ist dasselbe von Calcitadern, welche silberglänzende talkige Salbänder haben, in verschiedenen Richtungen durchsetzt. Die Calcitadern sind nachträglich gefältelt, und zwar je nach ihrer Richtung verschieden intensiv. Die Schieferung des Gesteines ist ein sehr vollkommenes Clivage, dessen Ebene senkrecht zu derjenigen Richtung steht, in welcher das Material Stauung und deshalb Fältelung erlitten hat. Die Schieferungsebene ist parallel den parallel gequetschten Faltenschenkeln. Nun setzt das Clivage, ungestört in seiner Richtung ohne Unterbruch und unbekümmert um die Lage der Adern an den Umbiegungen quer durch die Calcitadern hindurch (Taf. XVI Fig. 8). Die Reihenfolge der Vorgänge war hier die folgende: Zuerst Zerreissen des spröden Gesteines, Aderbildung, dann, vielleicht erst ganze lange Perioden später, Quetschung und in Folge dessen Fältelung der Adern und Bildung einer Transversalschieferung, welche Gestein und Adern gleichmässig betrifft. Zu welcher Zeit die feinen silberglänzenden Talkschüppchen zwischen dem Schiefer und dem Adermaterial sich bildeten, ob vor oder nach der bruchlosen Umformung, kann ich nicht entscheiden. Sie liegen alle dem Clivage parallel. In diesem einen Handstücke sind Umformung mit Bruch, Fältelung und Clivagebildung ohne Bruch in ihren gegenseitigen Be-

ziehungen vollkommen klar ausgesprochen. Fig. 8 Taf. XVI stellt das betreffende Stück von der Querbruchseite dar.

Bei ungestört horizontaler Schichtlage finden wir Clivage nur in plastischeren, früher oder jetzt noch stark belasteten Sedimenten ausgebildet, und zwar ist dann die Schieferungsebene den Schichten parallel. Clivage aber, welches als Transversalschieferung auftretend die Schichten schneidet, ist eine mechanische Umformung, welche nur den Gegenden gestörter Lagerung, den Gebirgen angehört, und durch die Gebirgsbildung gleichzeitig mit den Biegungen hervorgerufen worden ist.

Auf sehr vielen Clivageflächen erkennt man noch in Form einer streifigen gradlinigen, an Rutschflächen etwas erinnernden Liniatur eine bestimmte Streckungsrichtung. Auf den Kalkschiefern des Mayenthales und der Windgälle fällt sie zusammen mit der Richtung, in welcher die Belemniten gestreckt sind. An der Schwärze im Maderanerthal wird eine Streckrichtung auf der Schieferungsfläche dadurch sichtbar, dass die Eisenoolithkörner nicht in rundscheibenförmige, sondern in lang elliptische Schuppen gequetscht sind, deren grossen Axen alle parallel liegen. Im höchsten Grade auffallend ist eine Streckrichtung durch zahllose ganz gradlinige Streifen auf den Clivageflächen des Saasbergkalkes ausgeprägt (verglichen I. Theil S. 162). Die Belemniten liegen ebenfalls in der Richtung der Streckungsstreifen und sind in dieser Richtung ausgezogen und zerrissen. Ganz ausgezeichnet schöne Streckrichtungen finden sich auf den Clivageflächen des von weissem Glimmer durchzogenen Marmors bei Andermatt und im Gotthardtunnel, ferner im Gneiss in den Umgebungen des Gotthardhospizes, im ganz genau gleichen glänzenden, durch zwei Glimmer (weissen und schwarzen) und sandkörnigen Quarz und Feldspath ausgezeichneten „Antigoriogneiss“ (Name von Gerlach) im Doveriathal am Südabhange des Simplon, sowie auf vielen Glimmerschiefern und Thonschiefern dieser und anderer Gegenden. Die Glimmerblättchen dieser Gesteine sind oft in die Länge gezogen und bis zum Zerreissen gestreckt oder ausgewalzt. Kurz gefasst lautet dies:

Das 12. Gesetz der Erscheinung:

Auf den Clivageflächen erkennt man häufig noch eine lineare Streckungsrichtung.

Bei meinen späteren Funden, bei welchen ich die Lage der Streckungsrich-

tung notirte, fällt dieselbe in der Regel mit der Fallrichtung meistens nahe zusammen. Ueber die Entstehung solcher Linearstreckung können wir uns leicht eine Vorstellung machen. Wenn ein Gestein unter quetschendem Druck allseitig oder wenigstens nach mehreren Richtungen ausweichen kann, bildet sich eine einfache Schieferungsebene aus. Wenn aber das Ausweichen nur in einer Richtung stattfinden kann, so wird diese Richtung sich auf der Clivagefläche als Streckrichtung zeichnen. Da bei der Faltung der Erdrinde die eingeklemmten Schichtencomplexe gewöhnlich mehr freien Raum zum Ausweichen nach oben als nach der Seite haben, fällt die Ausweichungsrichtung häufiger in die Fallrichtung als in die Streichrichtung der Schichten. Dem entsprechend sehen wir gerade in manchen tief eingeklemmten Mulden so ausgezeichnete nach oben gerichtete Streckungslinien (Urserenmulde, Meyenthalermulde, Verrucano der spitzgequetschten Mulde im Puntaiglasthal) — hier war nur nach oben Ausweichen möglich. Die Linearstructur muss somit in der Regel als die Folge einseitigen Ausweichens einer Gesteinsmasse während ihrer Quetschung angesehen werden.

Wenn wir oben von Streckung gesprochen haben, so versteht es sich von selbst, dass wir damit nicht einen Zug meinen; denn auf Zug in Anspruch genommen müsste das Gestein einfach zerreissen, ohne eine Umformung in seinen kleinsten Theilen einzugehen. Wir verstehen hier vielmehr unter Streckung das seitliche Ausweichen unter dem Einfluss übermächtigen Druckes, die Wirkung ist gleich wie eine nach der Seite gerichtete Streckung ohne Zerreissen. Etwas Zug kann dabei sein, wenn aber der Druck nicht vorherrscht, so wird das Gestein bloss zerrissen aber nicht gestreckt. Die Schieferung entsteht, wie der Zusammenhang mit den gestreckten Petrefacten zeigt, in dieser Richtung des seitlichen Ausweichens. Die meisten Fälle, wo mehrere Petrefacten auf einer Platte umgeformt sind (Taf. XIV Fig. 2), lassen erkennen, dass auf kleinem Raume dieses Ausweichen meistens eine bestimmte lineare Richtung hat, während es im grossen Ganzen jedenfalls häufig eine innerhalb der Schieferungsebene viel allseitigere Bewegung nach verschiedenen Richtungen geringeren Widerstandes hin war. Es ist mir erst einmal und zwar südlich der Windgälle möglich gewesen, auf ein und derselben Steinplatte, deren Schieferung ziemlich mit der Schichtung zusammenfiel (einem Mittelschenkel angehörend) in grösserer Entfernung von einander die Streckungsrichtungen durch Petrefacten zu erkennen und zu vergleichen. Die Entfernung war aber offenbar noch zu ge-

ring. Der Unterschied der Streckungsrichtung betrug nur wenige Grade, so dass kein Schluss auf das Centrum der Ausquetschung zulässig erschien.

Die Lage der Schichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Clivageschieferung ist oft nur noch an dem petrographischen Gesteinswechsel zu erkennen, in gleichförmiger Masse aber nicht selten ganz verwischt. Es gibt Lokalitäten, an welchen sich alle Uebergänge von deutlicher Schichtung und undeutlichem Clivage bis zu ausgeprägtem Clivage und verschwindender oder gar nicht mehr wahrzunehmender Schichtung beobachten lassen. Je gleichförmiger petrographisch die verschiedenen Schichten sind, um so leichter verschwinden die Schichtfugen.

Da sich bei einem Schichtenfaltensystem die Mittelschenkel mehr und mehr senkrecht zur faltenden Pressung stellen, so finden wir, wenn Clivage entstanden ist, dasselbe an den Schenkeln mit der Schichtungsrichtung zusammenfallend, an den Umbiegungsstellen dieselbe mehr oder weniger senkrecht schneidend. An letzteren Stellen ist deshalb Clivage am deutlichsten von der Schichtung zu unterscheiden (Taf. XV Fig. 13). Es gibt Sedimentgesteine, die in lauter lange prismatische Stäbe oder in Rhomboëder oder schiefgedrückte Parallelepipede zerfallen, welche auf zwei Seiten von Clivageflächen, auf zwei Seiten von Schichtungsflächen, auf zwei Seiten von regelmässigen Zerreissungsklüften (uneigentlichem Clivage) begrenzt sind. Solche Vorkommnisse sind in den Schiefern und thonigen Kalksteinen der Eocengebilde ganz besonders häufig (Schächenthal, Linth- und Sernfthal, Sihlthal etc.). Ich will aus vielen Beispielen solcher Art noch ein besonders ausgezeichnetes, das ich in unserem speciellen Untersuchungsgebiete beobachtet habe, hier hervorheben. In geringer Entfernung oberhalb der Loretokapelle hinter Bürgeln findet man an der Strasse in regelmässigem Wechsel etwa 1 M. mächtige Bänke sandigen Thonschiefers mit bloss 5 Cm. dicken kalkigen festen Schichten abwechselnd. Die Schichtung fällt dort etwa 20° SSO. Die Thonschieferbänke sind von ausgezeichnetem Clivage durchsetzt, welches etwa 50 bis 60° SSO einfällt und somit die Schichten unter 30 bis 40° schneidet. An den dünnen Kalkbänken setzt die Transversalschieferung ziemlich scharf ab, geht aber jenseits wieder weiter. Die dünnen zwischenliegenden Kalkschichten haben keine Transversalschieferung. Ausserdem sind dort die Felsmassen von ebenen, weit zu verfolgenden, feinen Klüften durchsetzt, welche sich in je etwa 1 M. Distanz wiederholen, senkrecht stehen und senkrecht zur Streichrichtung der Schichten verlaufen. Ich konnte an diesen

Klüften keine Verschiebung beobachten. Die Clivageplatten lassen sich in rechteckigen Tafeln ausbrechen, deren zwei Seiten durch die regelmässige Klüftung, zwei damit abwechselnde etwa 1 M. lange durch die Angrenzung an die Kalkschichten gegeben sind. Der Schiefer selbst ist indessen hier von schlechter Qualität.

Oft finden wir ein ausgesprochenes Clivage nur bei einzelnen Schichten eines Systemes, bei zwischenliegenden ist es undeutlich oder fehlt ganz. Dies lässt sich z. B. sehr leicht an der Axenstrasse beobachten (Taf. XV Fig. 12). Die Schichten ohne Clivage bestehen dann immer aus weniger plastischem Material. An den Schichtfugen sind die Clivageplatten etwas aus ihrer Richtung abgelenkt — vielleicht durch eine geringe gleichzeitige Verschiebung der Schichten an einander — und keilen sich von einer Schicht in die andere derart ein, dass die Schichtfuge ganz zackig uneben wird.[1]) Schon Sharpe hat hervorgehoben, dass in festeren Schichten nicht selten die Clivagerichtung etwas abweichend von den weicheren ist, was wohl daher kommt, dass die ersteren die Maximaldruckrichtung, wenn sie schief zur Schichte steht, etwas abzulenken vermögen.[2]) Wirkt ein sehr starker Clivage erzeugender Druck in einer von der Schichtebene nicht allzu verschiedenen Richtung, so können sogar solche Verschiebungen der Clivagerichtung entstehen, dass Stücke der einen Schicht in die andere sich hineinschieben, so dass die frühere ebene Begrenzungsfläche der Schichten ganz zerhackt erscheint, und die sonderbarsten gegenseitigen Einkeilungen und Ausweichungen entstehen. Ich habe die Erscheinung in diesem Grade sehr oft sich wiederholend an den Kreide- und Eocenschichten auf dem Griesstock gefunden. In ihrer Erkenntniss war endlich der Schlüssel zur Aufklärung des grossen Räthsels gelegen, welches vorher das Profil des Griesstockkammes mir darbot, da ich Clivage für Schichtung angesehen hatte (I. Theil S. 74).

In vielen Fällen ist es nicht leicht — vielleicht sogar unmöglich, dünne Schichtung (Schichtungsschieferung) von Clivage (Transversalschieferung) zu unterscheiden. Oft hilft zur Unterscheidung die allgemeine Stellung der Schichten am ganzen Gebirge, der petrographische Wechsel, wo ihn nicht heftige Clivageverschiebungen verwischt haben, oft die mikroskopische Untersuchung im Querdünn-

---

[1]) Taf. XV Fig. 18.

[2]) Renevier: Résumé des travaux de M. D. Sharpe sur le clivage et la foliation des roches, Bullet. de la Soc. vaudoise des sciences natur. 1855.

schliff zur Clivagerichtung, indem wenigstens bei Ausweichungsclivage noch Reste der Schichtung zwischen den Verschiebungsflächen sichtbar werden (wie XV Fig. 7, 9 und 11).

Ein sehr schönes Beispiel für den Unterschied von Schichtungsschieferung und Transversalschieferung, das meines Wissens bisher ganz unbeachtet blieb, bieten die eocenen Schiefer im Gebiete der Glarner-Doppelfalte, in denen zahlreiche Steinbrüche geöffnet sind. Viele sonderbare Verschiebungen, ferner Stellungsveränderungen zu den Kraftrichtungen haben die Erscheinungen vielfach zur Unentwirrbarkeit verwickelt; allein die technisch verwendbaren, schön glatt spaltbaren Schiefer zeigen einen durchgreifenden bezeichnenden Unterschied.

Die einen, die „Blätterschiefer“ oder *„Plattenschiefer“*, haben fast immer zwei deutlich verschiedene Seiten; die eine Seite der Schieferplatten enthält mehr Kalk und Kiesel, ist auf dem Querbruch heller gefärbt und ist härter, sie heisst bei den Bergleuten „d'Härte,“ die andere ist thoniger, weicher, und heisst deshalb „d'Linde“ (von lind = weich). Die Dicke der „Plattenschiefer“ ist von Natur gegeben, sie können nicht beliebig gespalten werden, und müssen je nach ihrer Dicke zum einen oder anderen Zwecke verwendet werden. Auf dem Querbruch sieht man meistens, dass die „Härte“ dünner ist, als die „Linde“, und recht oft ist innerhalb der letzteren noch ein Clivage mehr oder weniger deutlich entwickelt, das die Platten unter einem flachen Winkel (3 bis 10°) schneidet. Solche Blätter oder Plattenschiefer werden gebrochen: im „Landesplattenberg“ und am „Schwarzkopf“ auf der linken, und im „neuen Plattenberg“ auf der rechten Seite des Sernf bei Engi, und finden sich ferner bei Diessbach im Linththal und anderwärts. In den Blätterschiefern finden sich die berühmt gewordenen Fischabdrücke und Reste von Schildkröten und Vögeln.[1]) Sie liegen zwischen den Platten und zwar in der Regel so, dass der positive Abguss auf der Hartseite der einen, der negative Abdruck auf der Weichseite der anderen Platte enthalten ist. Wir haben es in diesen Schiefern mit einem regelmässigen Wechsel von je einer mehr thonigen mit je einer mehr kieselig kalkigen dünnen Lage zu thun, welche zusammen eine dünne Schicht (2 bis über 50 Millimeter mächtig) bilden und vielleicht je einer Zeiteinheit entsprechen. Mächtige Kalkbänke und Quarzitschichten, welche das Glarner Schiefer-

---

[1]) Escher im „Gemälde der Schweiz, Kanton Glarus“ und Heer „Urwelt der Schweiz,“ ferner Agassiz, poissons fossiles.

gebirge durchziehen, liegen den Plattenschiefern vollständig parallel. Die „Plattenschiefer“ sind also dünne Schichten, es sind Schichtenschiefer.

Die andere Art, die ich in keiner Publikation erwähnt finde, heisst *„Massenschiefer.“* Solche werden im südlicheren Theile des Sernfthales im „Geissstaffel“, im „Berglithal“ bei Matt, sowie am Fusse des Tschingelberges SO von Elm gebrochen und finden sich noch an verschiedenen Stellen, z. B. im Durnachthale unter den Restibergen. Die Massenschiefer haben niemals „Härte“ und „Linde,“ sondern erscheinen vollständig gleichartig. Die schiefrige Structur ist fast wie bei Glimmer durch die ganze Masse bis in's Feinste entwickelt, so dass man das Gestein an jeder beliebigen Stelle spalten, und die Platten beliebig dünn machen kann. Sie eignen sich für Schreibtafeln, Griffel etc. so gut, oder noch besser als die Plattenschiefer,[1]) sind aber als Dachplatten und überhaupt zu jedem Gebrauch, der sie der Verwitterung aussetzt, ungünstig, indem sie dann immer weiter aufblättern, und in papierdünne Bruchstücke auseinanderfallen, was die „Plattenschiefer“ nicht, oder doch nur nach sehr langer Wirkung von ungünstigen Einflüssen thun. Dadurch, dass man oftmals auch Massenschiefer für Deckplatten auswärts in den Handel gebracht hat, haben die Glarnerplatten zum Dachdecken ausserhalb des Kantons mit Recht ihren Kredit verloren. In diesen Massenschiefern hat man bisher ausser einigen undeutlichen Fischwirbelsäulen, welche quer zur Schieferungsrichtung standen, also nicht auf den Schieferflächen lagen, und deshalb nicht herauszulösen waren, noch keine Petrefacten gefunden. Escher hatte beobachtet, dass manche Schiefer des Sernfthales, wie z. B. diejenigen vom Geissstaffel Clivageschiefer sind. Er fand dort kalkige und quarzitische echte Schichten, zu denen die Schiefer transversal stehen, und bei deren Annäherung sie undeutlich und verworren werden; er hat aber diesen Umstand nicht mit dem Fehlen von „Härte“ und „Linde“ in Verbindung gebracht. Soweit ich die Erscheinungen bisher verfolgt habe, erwiesen sich alle Massenschiefer als Clivageschiefer, als Transversalschieferung, die offenbar erst während des enormen Lagerungsstörungsprozesses entstanden ist, während die Theilung in Plattenschiefer als eine Folge des wechselnden Gesteinsabsatzes und deshalb als viel älter angesehen werden muss. Das Verhalten zu den Petrefacten ist dadurch ebenfalls vollständig erklärt.

Rein theoretisch lassen sich allerdings auch Absatzbedingungen denken,

---

[1]) A. W. Faber bezieht seine Tafeln aus diesen Brüchen.

welche Schiefer von der Structur der „Massenschiefer“ direct bilden könnten, allein kein Clivage, das Plattenschiefer zu bilden vermöchte.

Fasse ich alle mir bekannten Stellen in's Auge, welche deutliche Clivageerscheinungen zeigen, so fällt mir auf, dass weitaus die Mehrzahl dieser Transversalschieferungen in Sedimenten und halbkrystallinischen Schiefern eine ziemlich steile Stellung, und die ungefähre Streichrichtung der Alpen haben. Das letztere zählt noch weniger Ausnahmen als das erstere. Auch da, wo flach liegende Transversalschieferung entstanden ist, fällt doch ihre Streichrichtung mit derjenigen der wirklichen Schichten zusammen, oder unterscheidet sich nicht wesentlich davon. Ich wäre in Verlegenheit, einen Fall zu nennen, wo das Streichen des Clivage mit dem Streichen der Schichtung einen steilen Winkel bildet, während die Beispiele, wo Schichtungsebene und Clivageebene eine horizontale Gerade gemeinsam haben, zahllos sind. In den sedimentären Ketten der Alpen am Nordabhange sind Schichtung und Clivage nach ihrer Streichrichtung gleich einförmig und fallen zusammen. Nach ihrem Einfallen hingegen zeigen die Schichten alle erdenklichen Variationen in vielfacher Abwechslung. Das Fallen des Clivage aber innerhalb dieser mannigfaltig gestellten Schichten bleibt weit einförmiger, und ahmt gewissermassen in den Sedimentzonen die Schieferungseinförmigkeit der krystallinischen Centralmassive nach. Aus diesem unserem

13. Gesetz der Erscheinung:

Die Streichrichtung des Clivage fällt im Allgemeinen in den Alpen mit der Streichrichtung der Schichten und Ketten zusammen, während das Fallen meistens ziemlich steil ist und die Schichten schneidet,

können wir einige wichtige Schlüsse ziehen. Der Druck, welcher die Alpen bildete, und ihre Gesteine umformte, war, wie aus dieser allgemeinen Richtung des Clivage hervorgeht, im Ganzen horizontal und senkrecht auf die Streichrichtung der Alpen gerichtet. Aus der Streichrichtung der Falten und Ketten hat man diesen Schluss längst gezogen, er ist nicht neu, wir bestätigen ihn aber hier auf Grund einer ganz anderen Erscheinung. Dass in den Alpen Clivage lokal auch flach liegen kann, mag verschiedene Ursachen haben: Entweder hat eine lokale Kräftegruppirung zu einer steilen Resultirenden geführt, oder — und das wird wohl die häufigere Ursache sein — es ist Clivage erst steil entstanden, dann aber durch fortschreitende Faltung mit der Fallrichtung um die Streichrichtung herum in eine

andere Lage gedreht worden. Dass Clivage in den Sedimentketten fast eine Einförmigkeit zeigt, wie Schieferung in den Centralmassiven, deutet darauf hin, dass wenigstens theilweise die Schieferungseinförmigkeit der Centralmassive auf Clivage, also während des Faltungsprozesses entstandene mechanische Umformung der schon vorher vorhandenen Gesteine zurückgeführt werden muss, will aber noch keineswegs die Centralmassivstructur überhaupt als Clivage erklären.

Unter den halbkrystallinischen Schiefern finden wir sehr viele Gesteinsvarietäten, deren Schieferung uns in der Art des Clivage durch nachträgliche mechanische Gesteinsumformung entstanden zu sein scheint. Hier aber, wo eine ursprüngliche Schichtung selten klar sichtbar ist und wo wir Massen nicht aufzufinden wissen, deren Structur sicher ursprünglich ist, wird es schwer, bestimmte Anhaltspunkte zur Untersuchung zu gewinnen. In den Centralmassiven der Alpen ist der Horizontaldruck zur intensivsten Aeusserung gekommen, wie wir im nächsten Abschnitte nachweisen werden; hier ist also auch zu erwarten, dass mechanische Gesteinsumformungen in bedeutendem Maasse sich eingestellt haben. Ob es einst gelingen wird, auf mikroskopischem Wege ursprüngliche und Clivagestructur in den Gesteinen der Centralmassive zu unterscheiden, weiss ich nicht. Gneisse mit gestreckten und dadurch theilweise zerrissenen Glimmern sind nicht selten. Regelmässige Gesteinsfugen, welche die Schieferung in einer an Schichtung erinnernden Weise schneiden, kommen hie und da vor. Man müht sich ab, plausibel zu machen, wie durch mehr oder weniger metamorphische Vorgänge schiefrige Gesteine massig werden können, vergisst aber gewöhnlich, dass in der That durch mechanische Umformung viele homogenen oder massigen Gesteine schiefrig geworden sind. Dem letzteren analog hat der Granitgneiss der Alpen vielleicht seine schwach schiefrige Structur erst nachträglich durch Quetschung erhalten. Es gibt Varietäten, die nicht etwa undeutlich ausgebildete, sondern verquetschte und verschobene Glimmerblätter enthalten. Die körnige Structur der Quarze mancher dieser Gesteine wird von einzelnen Forschern als Beweis dafür aufgefasst, dass der Granitgneiss aus Sandstein entstanden sei, allein auch Quetschung, auch seitliches Ausweichen auf Druck, also einfach Clivage erzeugt oft eine solche Zertheilung. Es sind dann die feinen Quarzkörner in ihrer mechanischen Entstehung mit dem Gletscherkorn zu vergleichen. Was jetzt noch massig ist in den Alpen, war es wohl auch früher, aber vieles, das jetzt schiefrig ist, kann einst massig gewesen sein. Genaue Structurvergleichungen mit den krystallinischen Silicatgesteinen von Gegenden, welche keine

solche mechanische Umwandlung erlitten haben, werden vielleicht wesentlich helfen, die vor-umgeformte Beschaffenheit unserer Centralmassivgesteine festzustellen. Ich war bei meinen Reisen in Norwegen im Allgemeinen immer davon überrascht, wie die krystallinischen Schiefer jener Gegenden in ihren Mineralien durchschnittlich so viel schöner ausgebildet sind, als die entsprechenden der Alpen; hat dies vielleicht seinen Grund eben darin, dass dort mechanische Störungen und Umformungen lange nicht in dem Maasse eingetreten sind? (Verglichen hiermit den folgenden Abschnitt Ende des Kapitels C und Kapitel G.) In manchen Querprofilen durch Centralmassive der Alpen finden wir in allen Gesteinen nur undeutlichen, wenn auch massenhaften Glimmer. Ist er nicht gut ausgebildet, oder ist er nachträglich als das am wenigsten feste Material am meisten zerdrückt worden? Wir haben heute auf diese Fragen noch keine Antwort, nur eine Forderung:

Alle Ansichten über die wirkliche erste Entstehung der Gesteine der Centralmassive, die auf Untersuchung der vorliegenden Gesteine sich in der Weise gründen, dass sie das Gestein als so wie es vorliegt chemisch gebildet annehmen, entbehren der Sicherheit. Wir müssen zuerst die Veränderungen untersuchen, welche nachträgliche mechanische Umformung hervorgebracht hat, bevor wir irgendwie Schichtung, Schieferung etc. zu Schlüssen über die erste Entstehung mitbenützen wollen.

Im Gebiete der Glarnerschiefer kann man beobachten, dass die Transversalschieferung meistens da am schönsten ausgebildet ist, wo sie mit den Resten der Schichtung einen steilen Winkel bildet; wo aber, wie an den Mittelschenkeln der Falten, die Clivagerichtung und die Schichten nur ganz flachen Winkel bilden, oder zusammenfallen, ist die Schichtung deutlich geblieben, das Clivage oft fast verschwindend. Die gleiche Erscheinung beobachten wir auch da, wo wir es nicht mit schieferdünner Schichtung zu thun haben. Lusser und Escher, als sie zusammen die „Zwischenbildungen“ im Reussthale bei Erstfeld beobachteten, fanden in den untersten jurassischen Bildungen eine deutliche Transversalschieferung, während die Schichtung durch ganze Reihen von Sphärosiderit und Pyritknollen sich zeichnet. Sie fanden, dass überall an den Umbiegungsstellen der dortigen Falten, wo Schichtung und Clivage sich unter 80 bis 90 Grad schneiden, das letztere sehr deutlich entwickelt ist, währenddem es sich „in grösserer Entfernung von den Umbiegungsstellen verliert.“ Escher setzt hinzu,[1]) dass er am Vierwaldstättersee überall Clivage

[1]) Reisenotizen in Manuscript, Hinterlassenschaft im eidgen. Polytechnikum aufbewahrt.

immer nur in der Nähe von Umbiegungen und an den Umbiegungen selbst ganz deutlich entwickelt gefunden habe. Meine eigenen Beobachtungen stimmen mit denjenigen von Escher vollständig überein. Ich will aus denselben nur ein Beispiel hervorheben: Auf beiden Seiten des Thierfehd im Linththal scheint allgemeines Südfallen der Hochgebirgskalkschichten vorzukommen, obschon die obere Grenze der jurassischen Schichten nördlich rasch abfällt. Bei günstiger Beleuchtung erkennt man, dass eine Unmenge von Biegungen die nördlich aufsteigenden Schichten wieder nördlich tiefer setzen. Die Mittelschenkel steigen gegen Norden auf, die Biegungen weisen ihr Knie gegen Norden und knicken gegen Norden zur Tiefe. Die Biegungen sind aber bei manchen Beleuchtungen verwischt, weil Clivage sie in der fortgesetzten Richtung der nördlich ansteigenden Mittelschenkelschichtung durchsetzt, so dass es den Anschein hat, dieses nördliche Aufsteigen sei überall vorhanden. Der Hochgebirgskalk gehört in manchen thonfreien Abänderungen zum homogensten Material, das am allerwenigsten zu Clivage geneigt ist. An allen Umbiegungsstellen aber, welche überhaupt einer genauen Beobachtung in der Nähe zugänglich sind, finden wir ganz deutliche Clivagefugen und den bezeichnenden schon früher hervorgehobenen sägenförmig ineinander gequetschten Verlauf der Schichtfugen. Beim Zerschlagen tritt nicht selten die Transversalschieferung sehr deutlich hervor, während sie in einiger Entfernung von den scharfen Umbiegungen, wo sie der Richtung nach mit der Schichtung zusammenfallen würde, vollständig fehlt. (Verglichen Taf. XV Fig. 18, die oberen Darstellungen sind aus grösserer Entfernung, die beiden unteren aus nächster Nähe gezeichnet.)

Escher hat also zuerst klar ausgesprochen, was wir hier bezeichnen wollen, als

Das 14. Gesetz der Erscheinung:

Clivage ist meistens in der Nähe der Umbiegungsstellen, und an diesen selbst, viel deutlicher entwickelt, als an den entfernteren Theilen der Faltenschenkel.

Clivage ist jedenfalls nicht älter als die Faltungsvorgänge, sonst wären die Clivageabsonderungsflächen ebenfalls mitgebogen worden. Wenn Clivage später als die Faltungen entstanden wäre, so wäre kein Grund für das in unserem 14. Gesetz ausgesprochene Verhältniss vorhanden. Es dürfte wenigstens für dieses Erscheinungsgesetz keine andere natürliche Erklärung gefunden werden, als die folgende: Wo die Umbiegung eingetreten ist, hat während des ganzen Faltungsvorganges die Stauung immer in der gleichen Richtung das Gestein beeinflusst, und immer auf

Bildung der gleichen Clivageflächen hingezielt; während hingegen die entfernteren Schenkeltheile ihre Lage zum Drucke allmälig änderten, und sich erst zuletzt mehr und mehr senkrecht zur Druckrichtung einstellten. Je entfernter ein Punkt vom Knie der Umbiegung liegt, um so mehr hat sich die Richtung, in welcher die Transversalschieferung entstehen sollte, während der Faltung fort und fort geändert, und ist erst zuletzt etwas constanter geworden, so dass erst gegen Ende des ganzen Vorganges die Clivage erzeugende Wirkung des Druckes nicht im folgenden Momente fortwährend sich selbst wieder zerstören musste. Die Beziehungen, welche zwischen Clivage und Faltung bestehen, bezeugen somit, dass beide in ihrer Entstehung gleichzeitig, und die Wirkung des gleichen Druckes sind. Faltung und Clivage sind nur verschiedene gleichzeitige Aeusserungsarten ein und derselben mechanischen Umformung.

Stauung und Streckung sind an einander gebunden. Wo die Kräfte, wie dies im grossen Ganzen bei der Alpenfaltung der Fall war, ungefähr in einer Ebene wirkten, stehen Maximaldruck und Minimaldruck oder Zug und dem entsprechend ihre Produkte Stauungs- und Streckungsrichtung ungefähr rechtwinklig zu einander. Für Fragen, welche uns später noch beschäftigen werden, ist es oft nothwendig, zu entscheiden, ob die Länge eines Schichtenquerschnittes im Ganzen grösser oder kleiner geworden sei durch die mit der Faltung verbundene Umformung — mit anderen Worten: wie in der Schichtebene Streckung und Stauung sich quantitativ vertheilen. Dies zu untersuchen, ist es zunächst nothwendig, Streckung und Stauung in der Schichtebene qualitativ zu unterscheiden. Aus unseren obigen Untersuchungen können wir die Differentialdiagnose einfach zusammenlesen:

Bei *Streckung* in der Schichtebene, d. h. Vergrösserung der Schichtfläche haben wir sehr deutliche ebenflächige Schichtfugen, Schieferung wenn vorhanden parallel der Schichtung, oft feine Streckungslinien auf der Schichtfläche und nicht selten in der Schichtfläche liegende gestreckte Petrefacten, und regelmässige Zerreissungen (Adern) senkrecht zur Schichtebene.

Bei *Stauung*, d. h. Verkürzung der Schichtfläche haben wir undeutlicher gewordene unebene Schichtfugen mit theilweisen Einkeilungen der Schichten ineinander,[1]) Schieferung wenn vorhanden die Schichtung unter steilerem Winkel schneidend, keine oder wenige unregelmässige Adern senkrecht zur Schichtfläche.

---

[1]) Mit eigentlichen Styloliten nicht zu verwechseln, obschon denselben oft nicht unähnlich.

In einem Querprofil durch die Alpen herrscht bei den flach liegenden Schichtstücken im Allgemeinen entschieden die Stauung, bei den steil stehenden mehr die Streckung vor, lokale Kräftecombinationen erzeugten allerdings zahlreiche lokale Ausnahmen. Ich habe den Eindruck, dass in einem Querprofil durch die Alpen mehr Schichtstauung als Schichtstreckung gefunden werde, doch bin ich nicht im Stande, dies durch Messung zu beweisen, und kann es deshalb nicht als sicheres objectives Erscheinungsgesetz hinstellen. Ist es richtig, so würden wir, wenn wir die Schichten der Alpen, wie sie uns in einem Querprofil erscheinen, flach ausgebreitet denken, eine Zone erhalten, welche noch nicht völlig so breit ist, wie die alpine Zone ursprünglich war. Aus dem Vergleich der jetzigen Zonenbreite der Alpen mit derjenigen ihrer ausgebreiteten aus dem Querprofil abgemessenen Schicht würde ein etwas zu geringer Zusammenschub als Ursache für die Bildung des Gebirges sich ergeben. Es darf indessen, wie ich bestimmt glaube, behauptet werden, dass jedenfalls der Unterschied der Schichtausdehnung früher und jetzt im Ganzen nicht gross ist, indem Stauung und Streckung sich in der Hauptsache aufheben, dass wir also durch Abmessung im Querprofil und Ausbreitung der gefundenen Grössen einen annähernd richtigen Maassstab für den Horizontalschub, der das Gebirge staute, gewinnen können.

Wenn ich die verschiedenen Lokalitäten in den Alpen, von denen ich allerlei mechanische Gesteinsumformungen kenne, untereinander vergleiche, so ergeben sich noch einige Gesetze, oder vielleicht besser gesagt: Regeln, die für die Erklärung der bruchlosen Umformung von Bedeutung sind.

In tiefen Thaleinschnitten, welche mächtige Schichtencomplexe entblössen, beobachtet man nicht selten, dass die tiefen Schichten eine viel stärkere Stauung, Fältelung, Transversalschieferung zeigen, als die oberen. Am Tödi in Profil IX und am Selbsanft in Profil XI ist dies z. B. sehr deutlich ausgesprochen. Von den zahlreichen Faltungen des Röthikalkes im Sandalpkessel Taf. IX Fig. 11 findet man schon in den mittleren Schichten des Hochgebirgskalkes wenig mehr, und in seinen oberen Schichten sind sie spurlos verschwunden; das fast horizontale Kreidedach, welches sich 1500 M. höher darüber legt, grenzt sich schon aus grosser Ferne als gerade Linie ab. Genau das gleiche beobachten wir an der gegenüberliegenden Thalwand, wo auf die verwickelten Krümmungen des Röthikalkes im Thalkessel der Untersandalp oben wiederum ein wenig wellig verbogener Deckel

von eocenen Gebilden folgt. Die Schichten an der Sohle der Kuhfirstenkette bis an den Gonzen sind viel mehr zerknittert, krummwelliger, zusammengesetzter gefaltet als die Kreideschichten in der Höhe. Der Lias und braune Jura unter dem Glärnisch, besonders aber am Nordhang des Urnerbodens und bis in's Schächenthal ist im Ganzen entsprechend, im Detail aber viel complicirter gefaltet als der aufliegende Hochgebirgskalk in seinen oberen Theilen. Im Allgemeinen herrschen bei den oberen jüngeren Schichten regelmässigere, weiter ausholende Krümmungscurven vor; die tieferen sind stärker durch zahlreiche enge Biegungen innerhalb der grösseren zerknittert, was eine intensivere Umformung ist.

Das 15. Gesetz der Erscheinung:

Im Allgemeinen nimmt die Stauung oder bruchlose Umformung der Schichten mit der Tiefe unter der allgemeinen Gebirgsoberfläche zu.

Vielleicht kann daraus gefolgert werden, dass der gebirgsbildende Horizontalschub in tieferen Schichten intensiver als in den oberflächlicheren wirkte, wahrscheinlich sind seine Wirkungen aber nur deshalb oben schwächer, weil die höheren Schichten eher seitlich durch Ueberschiebung ausweichen konnten, als die tieferen.

Diejenigen Lokalitäten, wo ausgezeichnete bruchlose Umformung der Gesteine, Streckung von Petrefacten, Clivagebiegung etc. vorkommt, scheinen auf den ersten Blick keine gesetzmässige Vertheilung zu haben. Schliessen wir aber alle Fälle aus, wo die Gesteinsbeschaffenheit die Umformung in hohem Grade beförderte, und betrachten wir nur diejenigen Fälle, wo die bruchlose Umformung eine sehr hohe mechanische Leistung an schwierigem sprödem Materiale vollzogen darstellt, so wird es ganz anders. In den östlichen Schweizeralpen finde ich dann kein einziges Beispiel mehr aus den tertiären und keines aus den cretacischen Zonen. Alle Fälle von bruchloser Umformung ganz spröder Gesteine gehören den tieferen Sedimentschichten, der Juraformation und den noch älteren Gesteinen an; alle finden sich in den inneren Sedimentzonen der Alpen, die meisten in der Nähe oder am Rande der Centralmassive (Frette de Saille, Windgälle, Gebiet der Pantenbrücke) oder sie finden sich in zwischen centralmassivischen Gesteinen eingequetschten Mulden (Urserenthal, Meyenthal). Die einzige mir bekannte Ausnahme bilden einige cretacische und eocene Gesteine der Glarner-Doppelfalte, z. B. die Quarzitbiegungen im Hintergrund des Durnachthales (Taf. XV Fig. 16). Dort liegen auf diesen Gesteinen meistens erst einige 100 M. hoch eocene Gebilde, dann der Lochseitenkalk,

dann folgt der Verrucano, über ihm, freilich jetzt durch Erosion verschwunden, die gesammte Jura-, Kreide- und Eocenformation. Obschon manche dort bruchlos gefaltete Gesteine den oberen Formationen angehören, waren sie hier bei der Gebirgsbildung gerade so belastet, als gehörten sie zu den tiefsten Schichten. Ziehen wir die mechanischen Umstände bei der Gebirgsfaltung in Betracht, so ergeben sich diese Ausnahmen als blos scheinbare. Dafür, dass wir auch die Centralzonen der Alpen uns zu Beginn des Faltungsprozesses mit den mächtigsten Sedimentmassen bedeckt zu denken haben, findet sich im folgenden Abschnitte der Nachweis. In denjenigen Gebirgen, welche nicht so sehr viel höher mit Sedimenten bedeckt waren, wo der Denudationsabtrag meistens sich höchstens nach einigen 100 M. nicht aber nach einigen 1000 M. Gesteinsmasse bemisst, sind gebrochene verworfene statt gebogener Schichten viel häufiger, als in den Alpen. Im Jura wird dies schon sehr fühlbar, ebenso an der dänischen Insel Moen etc. Wir sind auf ein neues Gesetz gestossen:

Das 16. Gesetz der Erscheinung:

Bruchlose Umformung an unplastischen Gesteinen findet sich nur in grosser Tiefe unter der ursprünglichen Gebirgsoberfläche.

Grosse Tiefe bedeutet aber grosse Belastung. Zur bruchlosen Umformung genügt also nicht nur der enorme gebirgsbildende Horizontaldruck, es gehört auch Belastung, d. h. Druck von oben dazu, und nun tritt selbstverständlich ein entsprechender Gegendruck von unten in's Spiel. Die bruchlose Umformung geschieht also am besten unter allseitig möglichst hohem Drucke. Hiermit haben wir ein sehr wichtiges Resultat gewonnen, das uns zur Theorie dieser Erscheinungen führen wird.

Wir müssen an den Schluss dieses Kapitels noch eine kleine mechanische Erörterung setzen, welche uns die *Bedeutung der Schichtung* für die Biegungen klar machen soll.

Wenn eine Gesteinsmasse ganz gleichförmig ohne Schieferung und ohne Schichtung ist, und äusserlich ebenfalls in allen Richtungen des Raumes ähnliche Dimensionen hat, so wird eine in irgend welcher Richtung zusammenpressende Kraft nur Clivage erzeugen können. Nur dann, wenn die Masse in ihrer äusseren Form oder in ihrem inneren Bau oder in beidem plattenförmige Structur hat, und die Kraftrichtung nicht senkrecht auf die Platten steht, sondern besser ganz in die

Plattenebene fällt, tritt Faltung ein. Für plattenförmige Structur ist das Bezeichnende, dass verschiedene Platten verschieden fest sind, oder dass die gleich festen Platten durch parallele Fugen, d. h. Flächen geringerer Cohäsion von einander getrennt sind. Die ausgebildetste Plattenstructur ist die Schichtung der Sedimentgesteine. Eine homogene Masse von gleichen Dimensionen und eine Masse mit plattenförmiger Structur sind zwei ganz verschiedene mechanische Objecte. Wenn man einen Würfel von gleichmässigem Töpferthon und einen ebenso grossen, welcher aus lauter dünnen zwischen Papierstücke eingeschlossenen Thonschichten besteht, quetscht, so erkennt man sehr schön beim ersteren ein gleichmässiges Ausweichen, beim letzteren ein faltenförmiges Ausbiegen. Nur die Masse mit plattenförmiger Structur ist der Faltenbildung günstig.

Die Erdrinde ist nun nach äusserer Umgrenzung wie nach innerem Bau eine Masse von im Ganzen horizontaler und ausgezeichneter plattenförmiger Structur, und musste deshalb bei Horizontaldruck stets in Falten nach oben ausweichen.

Dass plattenförmige Structur eine absolute Bedingung zur Bildung von Falten ist, lässt sich mechanisch begreifen:

1) Bei homogener Masse ist der Widerstand gegen die Differentialbewegungen der Theilchen in allen Richtungen der gleiche, es ist der Widerstand der Cohäsion. Eine solche Masse weicht daher einer Quetschung gleichförmig aus.

2) Bei einer Platte (Schicht) ist die Biegsamkeit derselben viel grösser, als die Verschiebbarkeit ihrer Theilchen in der Schichtebene. Je dünner die Platte, desto geringer ist die durch Biegen geforderte Verschiebung der Theilchen.

3) Wenn wir eine Masse biegen, die aus einem System von Platten besteht, so kann die Hauptmasse der nothwendigen Theilchenverschiebungen aus den Platten heraustreten und sich zwischen denselben auf den Schichtfugen anhäufen, wo keine so starken Cohäsionskräfte entgegenwirken. Dadurch verschieben sich die Platten aneinander, jede Platte biegt sich einzeln und dadurch das ganze System, die äussere Gestalt desselben formt sich um, die innere Umstellung der Theilchen aber, die der Cohäsion entgegen eintreten musste, ist gering und deshalb der zur Umformung nöthige Kraftaufwand klein.

Eine geschichtete Masse formt sich leichter als eine homogene durch Druck um, und die Umformung ist vorherrschend Faltung. Eine homogene Masse erfordert zur Umformung mehr Kraft als eine geschichtete, und das Resultat ist vorherrschend Clivage.

Das Auftauchen und Untertauchen von grossen Falten ist die Folge doppelter Krümmung der Schichten. Die stärkere Krümmung ist diejenige, welche wir im Querprofil der Falte sehen, die schwächere diejenige, welche im Längsprofil durch die Krümmung der Rückenlinie der Falte gezeichnet wird. Wenn nun irgendwo Biegung der Schichten in irgend einer Richtung entstanden ist, so bedarf es ganz anderer neuer intensiverer Kräfte, um noch dazu eine Biegung in einer anderen Richtung, also doppelte Krümmung der Schichten zu erzeugen. Eine Papierrolle ist viel fester und als Säule tragfähiger, als das offene Papierblatt, das sich selbst nicht zu tragen vermag, bevor es gekrümmt ist. Wenn doppelte Krümmung eintritt, so müssen die Theilchen sich nicht mehr nur senkrecht zur Schichtebene, sondern in der Schichtebene selbst verschieben — im einen Fall drängen, dann wird die Schicht gestaut, im anderen strecken oder zerreissen. Bei der ersten Biegung des Schichtensystemes fanden die Differentialbewegungen der Theilchen vorwiegend auf den Schichtfugen statt, jetzt bei zweiter anders gerichteter Biegung müssen sie in der Schicht selbst zur Ausgleichung der Spannungen führen, indem sie die Cohäsion des Schichtmateriales selbst überwinden. Gegen den Act der Doppelkrümmung erscheint die Masse wie wenn sie ungeschichtet wäre und die durchschnittliche Cohäsion der verschiedenen Schichten besässe. a) Schichten, welche keine Stellungsveränderungen der Theilchen in der Schichtebene zulassen würden, könnten stets nur einfach gekrümmt werden. In jede Falte liessen sich stets beliebig viele Gerade legen, jeder Faltenrücken wäre eine Gerade und jede Falte ginge durch die ganze Schicht von einem Ende zum anderen auch bei unendlicher Ausdehnung. Im Kleinen, und nur gegenüber geringen Kräften kann uns gutes Papier diese Eigenschaften erläutern. b) Je eher nun aber Verschiebbarkeit der Theilchen in der Ebene der Schicht möglich wird, um so weniger lang müssen die Falten sich werfen, um so schneller können sie in ihrer Längsrichtung aus der Tiefe auftauchen und wieder untersinken und um so kürzer und gewölbter ihr Rücken werden. Je länger die Falten, desto leichter die Faltung, desto untergeordneter die Clivagebildung. Bei Gesteinen, die in kürzeren Falten sich erschöpfen, tritt Clivage stärker hervor. Die Schichtung und die Cohäsion des Schichtmateriales bedingt übrigens nur eine Minimallänge der Falte im Vergleich zu ihrer Höhe und Breite, die wirkliche Länge der einzelnen Falten ist noch wesentlich durch die mehr oder weniger grosse Gleichförmigkeit des wirkenden Schubes bedingt. Bei der im Vergleich zu ihrer Höhe kürzesten Falte, die ich kenne, bei demjenigen

Gewölbe, welches den Gipfel des Sentis bildet, verhält sich die Länge zur Höhe auf dem der Beobachtung zugänglichen Stück etwa wie 10 zu 1, der Krümmungsradius des Faltenrückens beträgt etwa 12 Kilometer. (Verglichen in Abschnitt III des zweiten Theiles wirkliche Längen von Alpenfalten und Jurafalten.) Für diesen Fall, wo eine gewisse geringere Fähigkeit auch zur Doppelkrümmung vorhanden ist, kann uns als mechanisches Beispiel im Kleinen ein Tuch dienen. c) Bei einem Material aber, wo die Verschiebung in der Schicht gleich leicht wäre wie senkrecht zur Schicht, wo also doppelte Krümmung so leicht wie einfache entstehen könnte, würde Faltung niemals sich einstellen können, denn Stauung der Platte wäre hier so leicht wie Biegung und die Schichtstructur käme gar nicht zur Wirkung. Es müsste vielmehr in diesem Falle nur Clivage eintreten — Fluidalstructur könnten wir dann vielleicht ebensogut sagen, denn dieser Zustand ist kaum bei einer anderen, als einer fast flüssigen Masse denkbar.

Die Gesteinsmassen gehören nun alle in die Rubrik b:

Weil die Erdrinde geschichtet ist, konnten Faltengebirge entstehen.

Weil Doppelkrümmung auf viel grösseren Widerstand trifft als einfache Krümmung, sind die Falten alle viel länger als breit.

Weil Doppelkrümmung bei den Gesteinsschichten in gewissem Grade möglich ist, haben die einzelnen Falten und das ganze Gebirge eine beschränkte Länge.

Die Falten eines Gebirges sind um so länger im Vergleich zu ihrer Breite und Höhe, je steifer die Schichten sind, und je gleichförmiger der erzeugende Horizontaldruck in den Schichten verbreitet war.

Experimenten im Kleinen dürfte es leicht sein, diesen Satz, den wir durch mechanische Erörterung auf theoretischem Wege gefunden haben, zu prüfen. Ob er auf dem Wege der Beobachtung zu gewinnen sein wird, weiss ich nicht. Es wird sehr schwierig sein, die mehr oder weniger grosse Gleichförmigkeit der faltenden Kraft im Detail zu beurtheilen, und kann diese wahrscheinlich nur dadurch eliminirt werden, dass von einer steiferen und einer plastischeren Gesteinsart die im Verhältniss zu Breite und Höhe kürzesten Falten gesucht und verglichen werden. Die genaue Bestimmung der Länge einer Falte ist indessen sehr selten möglich.

Wenn ein ganzes Schichtensystem gebogen wird, erleiden die äusseren Schichten der Biegung eine Streckung, die zum Zerreissen fortschreiten kann, die inneren eine starke Stauung, in der Mitte finden wir eine neutrale Schicht, die einfach gebogen wird. Diese Spannungsungleichheiten der verschiedenen Partien

gleichen sich indessen selten ganz durch Umformung innerhalb der Schichten aus, sondern besonders in den äusseren Alpenkämmen und in geringerer Tiefe zum grösseren Theil durch Verschieben der Schichten übereinander. Reiht sich Falte an Falte, so kann diese Ausgleichung durch Gleiten der Schichten aufeinander um so vollständiger geschehen, weil im Gewölbe diejenigen Schichten am meisten zu kurz sind, die in der Mulde daneben am meisten Ueberfluss an Länge haben. Der dabei oft entstehenden regelmässigen Rutschstreifen in der Fallrichtung zwischen den Schichten haben wir früher schon gedacht.

Als Schichtenzerreissungen, an der Aussenseite der Gewölbe entstanden, werden meistens die sogenannten „aufgerissenen Gewölbe“ im Jura angesehen. Etwas sicher entsprechendes findet sich in den Alpen nicht. Streckungen an der freien Oberfläche mussten Zerreissungen und dadurch viele Bergstürze, viele klaffende Spalten etc. erzeugen — allein in den Alpen ist jede Spur davon verschwunden. Die obere zerrissene Region der sich aufwölbenden Falten ist längst durch Erosion abgehoben, die jetzt entblösste Oberfläche lässt Streckungen mit Zugrissadern nur noch an einzelnen Stellen erkennen, gehört aber zum grösseren Theil den neutraleren Schichten an. In den Thaleinschnitten und in den inneren Alpenkämmen aber finden wir die tieferen Regionen entblösst, die entweder gestaut worden sind, oder bei der Streckung so sehr belastet waren, dass ein Zerreissen wie nahe der Oberfläche nicht eintreten konnte. Der Einfluss, den die ersten Zerreissungen der oberen Erdrinde, die in den Alpen niemals beobachtet worden sind, auf die Formen der Berge und Thäler ausgeübt haben mögen, ist nicht mehr zu constatiren, alles was unser Auge beobachtet ist nur davon unabhängige, stets fortschreitende Verwitterung und Erosion. (Verglichen I. Theil Abschn. V Cap. B und C.)

D. Die Theorie der mechanischen Gesteinsumformung.

Um den Vorgang der Gesteinsumformung zu begreifen, hat man sich zuerst mit allerlei Analogien zu helfen gesucht. Manche Körper, die im Kleinen oder bei ähnlichen Dimensionen in verschiedenen Richtungen spröde und sehr fest sind, sind im Grossen bei stab- oder plattenförmiger Umgrenzung biegsam wie z. B. Stahl, Glas etc. Könnten wir eine ganze Kalksteinplatte von 2 Stunden Länge und 1 M. Dicke mit gewaltiger Hand an beiden Enden fassen, so würde sie sich wahrschein-

lich recht stark biegen lassen ohne zu brechen. Denken wir uns eine constant wirkende Kraft habe das eine Ende einer liegenden solchen Schicht in 100 Jahren bei gleichzeitiger Unterstützung aller Punkte um einen Fuss nach oben gebogen, so kann sich in dieser Zeit die Felsschicht molekular so accommodirt haben, dass wir nun die gebogene Platte wie einen neuen, noch nicht künstlich mechanisch veränderten Körper auffassen können und der Vorgang kann von Neuem beginnen. Wir können uns ferner daran erinnern, dass Stäbe von Eis in Luft über 0° und ebenso Stäbe von sprödem Siegellack und Harz sich durch das eigene Gewicht langsam aber continuirlich biegen, wenn sie hohl aufgelegt sind. Die Gesteine im Inneren der Erde sind fast immer mit Feuchtigkeit durchtränkt und diese übt vielleicht auf alle einen etwas erweichenden Einfluss aus, wie sie es auf stark thonige Gesteine nachgewiesenermaassen thut. Gewiss sind die Biegungen ungeheuer langsam entstanden. Auf den Thongehalt und Baltzer's Untersuchungen hierüber haben wir schon früher hingewiesen und schon damals gezeigt, dass die Erklärung für die bruchlose Umformung dadurch noch immer nicht gegeben ist.

In den vorigen Kapiteln haben wir die fertigen Resultate der Gesteinsumformung im Gebirge untersucht und gesehen, dass in keiner chemischen Beschaffenheit, keinem metamorphischen Prozess, keiner vorübergehenden Erweichung die Möglichkeit zur Umformung gefunden werden kann, sondern *allein in den mechanischen Umständen*, und dass die *Möglichkeit zur Umformung mit allseitiger Zunahme der Druckintensität steigt.* Der Vorgang ist ein *rein mechanischer* und gründet sich bald auf die Verschiebung der schon vorgebildeten Gesteinskörner, bald auf diejenige durch neue Abtrennungen umgrenzter Körner oder Lamellen, bald auf Verschiebung der kleinsten mechanischen Einheiten, der Molekule.

Die mechanischen Eigenthümlichkeiten verschiedener „fester" Körper unter anderen als den ganz gewöhnlichsten Umständen sind leider noch gar nicht untersucht und zur Uebersicht gebracht. Wir können den Mangel hier nicht heben, sondern nur einige der Begriffe, mit denen wir zu rechnen haben, erst etwas feststellen.

Die erste Eigenschaft eines „festen" Körpers ist die *Festigkeit (fest).* Die Festigkeit ist durch die Grösse der Cohäsion bedingt, sie ist der Widerstand des Körpers gegen mechanische Einflüsse von Aussen, also gegen Druck und Zug. Einen geringen Grad von Festigkeit nennen wir *Weichheit (weich).* Die Festigkeit (und Weichheit) sind von den umgebenden mechanischen Bedingungen unabhängig, es braucht immer ein constantes bestimmtes Quantum von Kraft die

Festigkeit zu überwinden. Wohl aber ändert sich diese durch die Temperatur, theils weil die Wärme der Cohäsion entgegenwirkt, theils weil sie chemische Umwandlungen erzeugen kann. Die Aenderung durch die Temperatur ist für unseren Zweck ohne Bedeutung, weil wir keine genügend bedeutenden Temperaturschwankungen während des Umformungsprozesses kennen oder irgendwie nachweisen können.

Zwei weitere Begriffe, die mit den eben erläuterten keineswegs zusammenfallen, sind *Sprödigkeit* und *Plasticität*. Sie sind nicht durch die Grösse der Cohäsion, wohl aber durch andere Besonderheiten derselben, vielleicht durch die Entfernung, auf welche sie wirkt, gegeben. In diesem letzteren Falle würde eine auf nur ganz kleine Distanz wirkende Cohäsion der Sprödigkeit entsprechen, eine weiter wirkende der Plasticität. Das Wesen der Sprödigkeit besteht darin, dass die Theilchen, um ein Minimum durch eine Erschütterung (einen Druck, Schlag etc.) von einander entfernt, sich sogleich nicht mehr anziehen — es ist ein Bruch eingetreten. Bei plastischen Materialien hingegen lassen die Theilchen sich aneinander verschieben, ohne ausserhalb ihrer Attractionssphäre zu gerathen. Ein Druck verschiebt sie, trennt sie aber deshalb noch nicht. Sprödigkeit und Plasticität bezeichnen die Art wie sich die Festigkeit überwunden gibt. Sie hängen wie die Festigkeit von der Wärme ab. Viel wichtiger aber ist es für uns, dass sie auch von den äusseren mechanischen Umständen abhängen, wie wir weiter unten nachweisen werden.

Setzen wir einen plastischen Körper auf einen Himmelskörper, dessen Schwere stärker ist als die Kraft, welche nothwendig ist, um die Theilchen aneinander zu verschieben, so erhalten wir eine Flüssigkeit und zwar eine solche, welche eine gewisse Zähigkeit, die der Festigkeit des Ursprungsmateriales noch entspricht, beibehält (eine „linde“ Flüssigkeit). Setzen wir einen spröden Körper auf einen Himmelskörper, dessen Schwere die Kraft erreicht oder übertrifft, welche nothwendig ist, seine Theile zu trennen, so wird der spröde Körper ebenfalls zur Flüssigkeit, allein die Theilchen sind aus ihrer Attractionssphäre herausgerissen, die Flüssigkeit zeigt keine Festigkeit mehr, sie ist dünnflüssig („reusch“). Ob ein Körper flüssig oder fest sei, hängt bei constanter Temperatur von dem Grössenverhältniss seiner Cohäsion zu der Schwere, die auf ihn wirkt, also von äusseren mechanischen Umständen ab. Ob ein Körper flüssig oder gasförmig sei, hängt hingegen von dem Grössenverhältniss der Coliäsion zu der trennenden Kraft, welche die Wärme

zwischen den Molekulen äussert, also von der Wärme, d. h. von inneren mechanischen Zuständen ab.

Die Eigenschaften: *Festigkeit und Weichheit*, und auf der anderen Seite *Sprödigkeit und Plasticität* können sich in folgender Weise zu je zwei combiniren:

1) Fest und spröde (man nennt dies meistens auch zusammengefasst „hart") sind z. B.: Calcit, dichter reiner Kalkstein, Quarz, Eis, Colofonium, Glas, Diamant.

2) Fest und plastisch (mit einem Worte „duktil") sind: dichte thonhaltige Kalksteine, Mergelfels, viele Sandsteine, ferner in gewissem Grade (mikroskopisch nachweisbar, Erscheinungsgesetz 8 in Kapitel C) dichte Kalksteine und Dolomite, Thonschiefer, Schieferthone, ferner Blei, Eisen, Silber, Gold.

3) Weich (unfest) und spröde (unplastisch) sind Glimmerblättchen, Kautschuk.

4) Weich und plastisch (in einem Worte „knetbar") sind feuchter Töpferthon, Kaolin, weiche Mergel, Wachs, Butter etc.

Dass die 4 oben combinirten Begriffe blos relative Bedeutung haben, versteht sich wohl von selbst.

Die Grenze zwischen Sprödigkeit und Plasticität kann nun verschoben werden und zwar:

1) Durch die Art, wie die umformende Kraft wirkt und 2) durch die mechanischen Umstände.

Einer langsam stetig wirkenden Kraft gegenüber unterliegen ganz allmälig alle Cohäsionskräfte. Die elastische Formveränderung wird zur bleibenden, wodurch eine neue Gleichgewichtslage für weitere Formveränderungen geschaffen ist. Legen wir einen gewöhnlichen 20 Cm. langen Siegellackstab hohl auf und versuchen wir ihn in der Mitte um 3 Mm. hinunterzubiegen, so bricht er sofort spröde entzwei, belasten wir ihn aber blos wenig aber dauernd in der Mitte, so wird er nach einigen Tagen oder Wochen sich um vielleicht 20 Mm. eingebogen haben, ohne zu brechen. Aehnliches beobachtet man bei Bauten nicht selten an Sandsteinplatten etc. Langsames Wachsthum der Kraft lässt eine hohe Steigerung derselben zu ohne dass Bruch eintritt, während schon eine kleinere Kraft als die an der Grenze erreichte, wenn sie plötzlich wirkt, Bruch hervorbringt. Fast alle Körper zeigen sich langsam aber sehr andauernd gleichmässig wirkenden Kräften gegenüber in gewissem Grade plastisch, während sie gegen viel stärkere aber nur kurz wir-

kende Kräfte sich vollständig spröde verhalten. Selbst sehr geringe Kräfte können wesentliche Umformungen erzeugen, wenn sie lange genug wirken. Zeit ersetzt nicht nur Intensität, sie verändert auch die Art der Wirkung. Zur Umstellung von Molekulen wie sie die Umformung gebraucht, ist eben Zeit nothwendig. Sie kann die Spannungen im Innern eines Körpers ausgleichen und accommodiren wenn die Ursache auch bleibt, welche diese Spannungen erzeugt hat. Wie weit dies aber geht, ist unbestimmt, jedenfalls nicht bis in's Unendliche. Die langsam gebogenen Sandsteinpfosten und Platten, welche ich an Gebäuden schon gesehen habe, haben sich schliesslich nicht mehr weiter gebogen, sondern an der convexen Seite angefangen zu zerreissen, zu knicken. Dafür, dass die Biegung der Gesteinsschichten bei der Gebirgsfaltung sehr langsam vor sich ging, haben wir eine grosse Zahl von Wahrscheinlichkeitsgründen, sogar fast Beweisen (vergl. Abschnitt über Thalbildung I. Theil), aber keinen einzigen Wahrscheinlichkeitsgrund dagegen. Wir dürfen somit behaupten, dass den stetig und langsam wirkenden Kräften der Gebirgsfaltung gegenüber die Gesteine sich in viel höherem Grade plastisch und weniger spröde verhalten als gegen Kräfte, die eine rasche Umformung verlangen.

Das zweite und wohl wirksamere, was die Grenze zwischen Sprödigkeit und Plasticität verschieben kann, sind die umgebenden mechanischen Umstände.

Eine dünne Glasscheibe lässt sich an freier Luft unmöglich mit einer Scheere nach irgend einer gegebenen krummen Linie zerschneiden, sie reisst stets durch, während dies unter Wasser nicht mehr der Fall ist. Die unter Wasser gescheerte Linie besteht freilich aus lauter kleinen Brüchen, sie ist nicht schön und nicht eben, aber mit einiger Sorgfalt und Uebung doch herstellbar, ohne dass ein Bruch ganz durchreisst. Nehmen wir die Operation möglichst tief unter Wasser vor, so geht sie noch besser von statten. Vielleicht lassen sich sogar einst Apparate herstellen, welche Glas unter allseitig hohem Druck mit der gleichen Leichtigkeit wie Papier zerschneidbar machen. Eine umgebende träge Masse, ein allseitiger Druck, der das plötzliche Abspringen einzelner Theile hindert, vermindert die Sprödigkeit.

Wenn wir ein Stück ganz klaren dichten Wassereises schneiden und in dasselbe (vielleicht mit einer hydraulischen Presse) einen Stempel zu prägen versuchen, so bricht das Eis plötzlich mit Knall spröde auseinander. Bringen wir es aber vorher in ein festes eisernes Gefäss, in welches es genau passt, so dass das Gefäss überall fest anschliesst, verschliessen wir fest mit einem Kolben, so können

wir an irgend einer Stelle durch eine Oeffnung, die in der Gefässwandung angebracht ist, einen Stempel einpressen, ohne dass das Eis in Stücke geht. Wir erhalten den entsprechenden Eindruck im Eisstück und der Kolben wird dem Volumen des Eindruckes entsprechend etwas zurückgedrängt. Wenden wir bei Kolben und Stempel nur geringen Druck an, so geschieht eine Zertheilung des Eises in kaum mit der Loupe erkennbare Körner,[1]) wird aber ein sehr starker Druck in Anwendung gebracht, so geschieht die Umformung vollständig homogen. Allseitiges Einschliessen in hohen allseitigen Druck hat den spröden Körper zu einem plastischen umgewandelt. Er hat es unmöglich gemacht, dass die Theilchen sich weiter entfernen konnten als die Cohäsion zu wirken vermag; deshalb blieb das Stück trotz der Verschiebung der Theilchen ungebrochen.

Entsprechende Versuche lassen sich mit anderen nicht allzu festen Körpern machen, sie werden aber ausserordentlich schwierig ausführbar, sobald die Stoffe sehr fest sind. Das Gelingen hängt dann von der Kraft der Apparate, die eine enorme sein muss und von ihrem genauen Umschliessen des umzuformenden Körpers ab. Mit Gesteinen sind brauchbare Experimente noch nicht gemacht worden und leider auch nur wegen der Kostspieligkeit der Apparate bisher unmöglich geblieben.[2])

Ein Körper erscheint *fest*, wenn der auf ihn ausgeübte Druck nirgends die Festigkeit übersteigt. Er *bricht*, ist brüchig oder spröde und wird in Pulver zermalmt, wenn einseitig[3]) ein Druck wirkt, der die Festigkeit übersteigt. Zermalmen in Pulver ist aber nicht möglich, wenn allseitig der Druck grösser als die Festigkeit ist. Die Theilchen können dann nicht so weit auseinander weichen, dass trennende Klüftchen zwischen Pulverkörnchen entstehen könnten, sie werden ja fester als sie selbst sind, beisammengehalten. Die Pulver-

---

[1]) Verglichen Heim, Jahrbuch des Schw. Alpen-Club Bd. VIII S. 345 und folgende.

[2]) Die Experimente von Pfaff (Anhang zur „allg. Geol. als exacte Wissenschaft") sind für unseren Zweck unbrauchbar. Pfaff hat in einer Gesteinsplatte eine Stelle durch einen Stempel sehr stark belastet. Die gepresste Stelle war ringsum von den nicht gepressten Gesteinstheilen eingeklemmt, und konnte somit nicht plastisch ausweichen oder musste dann die Platte zersprengen. Im letzteren Falle wäre aber sofort die Allseitigkeit des Druckes wieder aufgehoben und das gepresste Theilchen spröde geworden. Pfaff hat sein Gestein gar nicht auf Plasticität, sondern auf Compressibilität untersucht. Es ist deshalb ganz falsch, wenn er aus seinen Versuchen schliesst, Druck könne die Gesteine nicht plastisch machen. Wenn die Versuche so leicht wären, wie er es sich denkt, so wären wohl schon oft solche gemacht worden.

[3]) D. h. als Druck und Gegendruck.

körnchen, die entstehen möchten, werden nicht ausserhalb ihre Attractionssphäre gelassen, es tritt vollkommene *Plasticität* ein, die Festigkeit selbst aber ist wahrscheinlich constant.

Ob ein Körper, der überhaupt einmal durch einseitigen Druck in Pulver zermalmt worden ist, durch allseitigen Druck wieder zusammenhängend fest gemacht werden kann ohne Zusetzen eines Bindemittels wird experimentell kaum zu ermitteln sein, weil die sämmtlichen Materialien unserer Apparate nicht genügende Festigkeit bieten werden.

Die Beobachtungen, welche wir über das Verhalten von festen Körpern unter hohem Druck haben, sind nicht sehr zahlreich.

Zu technischen Zwecken sind schon wiederholt von verschiedenen Forschern Versuche zur Bestimmung des Widerstandes verschiedener Gesteine gegen Druck ausgeführt worden, indem ein Würfel oder eine kleine Säule des Gesteines bis zum Zermalmen gepresst worden ist. Man nennt den so bestimmten Widerstand die *Druckfestigkeit* oder *rückwirkende Festigkeit.* Druckfestigkeit ist indessen, wie mir scheint, nicht wie man gewöhnlich annimmt, etwas von Zugfestigkeit qualitativ ganz verschiedenes. Risse können immer nur durch Zug entstehen; wenn sie durch Druck entstehen, so musste sich zuerst auf irgendwelche Weise im Material der Druck in der einen Richtung in Zug in einer anderen umsetzen. Die Druckfestigkeit muss eine ganz bestimmte Funktion der Zugfestigkeit sein, so dass aus der letzteren, die Kenntniss der inneren Reibungen vorausgesetzt, die Festigkeit auf Druck zu berechnen sein muss. In unseren weiteren Erörterungen haben wir es immer mit dieser Funktion, die wir Druckfestigkeit nennen, zu thun, und können nach dieser Bemerkung die Worte Druck und Druckfestigkeit gebrauchen, ohne missverstanden zu werden.[1])

Der Druck, der angewendet werden muss, um ein Gesteinsstück zu zermalmen, beträgt für 1 □ Cm. Querschnitt:

---

[1]) Es lässt sich hieraus vermuthen, dass die Druckfestigkeit ausser vom Querschnitt auch noch von der Höhe und Querschnittsform der Säule abhängig sein muss. In der That hat Bauschinger (Zeitschr. des bair. Ing.- und Archit.-Vereines Bd. VII 1875) experimentell gefunden, dass bei constantem Querschnitt die Druckfestigkeit mit der Höhe der Säule langsam etwas abnimmt (vielleicht auch weil dann Biegen mit in's Spiel tritt?), ferner dass eine Säule von quadratischem Querschnitt etwas mehr trägt, als eine solche von gleichgrossem aber rechteckigem Querschnitt, und dass nur bei geometrisch ähnlichen Säulen die rückwirkende Festigkeit dem Querschnitt genau proportional ist. Diese Einflüsse sind aber relativ klein.

Ziegel	40	Kilogramm.
Sandsteine	200 bis 300	„ [1]
Dichte Kalksteine	300 bis 500	„ [2]
Frischer Granit	500 bis 700	„
Frischer Felsitporphyr	800	„

Mit Hülfe des specifischen Gewichtes der betreffenden Gesteinsarten lassen sich hieraus die grösstmöglichen Höhen der prismatischen Säulen berechnen, deren Fuss eben noch die Last zu tragen vermag. Wir finden als diese Maximalhöhen der Prismas folgende Zahlen:

Ziegel	166 M.
Sandstein	900 M. bis 1300 M.
Kalkstein	1100 M. bis 1800 M.
„Taveyanazquarzitsandstein“	2160 M.
Granit, Gneiss	1800 M. bis 2600 M.
Porphyr	2860 M.

Diese Säulen werden gerade noch von ihrem Fuss getragen, jede höhere Säule müsste ihren Fuss zermalmen und das Pulver seitlich ausquetschen bis sie auf diese Höhe gesunken wäre. Bei Bergmassen haben wir nun gewöhnlich mehr pyramidale Formen. Da ist der Druck, der auf die mittleren Theile in der Höhe des Fusses wirkt, viel stärker als näher gegen den Rand des Fusses hin, im Durchschnitt aber viel geringer als bei Säulen, und zwar um so geringer, je breiter die Basis. Berge können deshalb viel höher als die angegebenen Zahlen werden, ohne ihren Fuss zu zermalmen. In den Alpen gibt es kaum einen von Thälern eingefassten so sehr selbstständigen hohen Gebirgsblock wie der Glärnisch: er überragt in schroffen Felsgehängen die umgebenden Thäler um 1900 bis 2400 M., also um weit mehr als es bei Prismagestalt laut obiger Zahl für Kalkstein möglich wäre. Der durchschnittliche Druck auf seinen Fuss im Niveau der umgebenden Thäler beträgt per □ Cm. etwa 220 Kilogramm, während der betreffende Kalkstein 350 bis 400 Kilogramm, also fast das Doppelte zu tragen vermöchte. Das Matterhorn

---

[1]) Die Beobachtungen von Prof. Culmann sowie diejenigen, welche 1878 durch den schweiz. Ing.- und Arch.-Verein in Zürich ausgeführt worden sind, ergaben für die Molassesandsteine der Schweiz 120 bis 370 Kilogramm, im Mittel 231.

[2]) Für Jurakalk fand Prof. Culmann durchschnittlich 400, für schwarzen festen alpinen Kalkstein 460, in einzelnen Fällen z. B. für eine Echinodermenbreccie und für Kieselkalk des Valengien vom Walensee ausnahmsweise sogar 600, für den sehr festen eocenen Taveyanazquarzitsandstein 540, für erratische Granitblöcke 360.

im Wallis, das zu den steilsten und kühnsten Gipfeln der Alpen gehört, führt in gleicher Weise durch Rechnung zur Erkenntniss, dass sein Fuss fast die vierfache Last zu tragen vermöchte, ohne eigentlich zerquetscht zu werden.

Ich muss noch hervorheben, dass die obigen Festigkeitszahlen alle gefunden worden sind, indem man rasch (jeder Versuch dauerte durchschnittlich $^1/_2$ Stunde) den Druck zunehmen liess, bis plötzlich Zermalmen unter Krachen eintrat. Die Zahlen sind also für plötzliche Umformung bestimmt worden. Die gleiche Kalksteinsäule von 1200 M. aber, welche zuerst fest aufrecht stünde, würde nach einigen Tagen oder Wochen Risse in ihrer Sohle bilden, die Zertheilung würde allmälig eintreten, und der Fuss mehr und mehr zermalmt. Es geht dies übrigens schon aus den Experimenten hervor, welche schon lange vor dem Zermalmen Knistern, also Zerreissen im Inneren hören lassen. Wir brauchen nicht so grosse Kräfte, vielleicht nur $^3/_4$ oder $^2/_3$ so grosse, um Gesteine zu quetschen, wenn wir nur der Kraft Zeit lassen, das Gefüge langsam zu lockern. Wir haben schon oben betont, dass Kraft und Zeit sich immer theilweise ersetzen können, wo es gilt, Cohäsionskräfte zu überwinden.

Bei den Festigkeitsuntersuchungen, welche im Jahr 1866 und 1867 Herr Prof. Culmann in Olten ausführte, und ebenso bei denjenigen, welche der schweizerische Ingenieur- und Architektenverein im Februar 1878 in Zürich ausführte, hat sich eine sehr merkwürdige Erscheinung gezeigt, die wir hier vorbeigehend erwähnen wollen, obschon wir sie nicht direct zum Aufbau unserer Theorie gebrauchen. Es wurden von verschiedenen Gesteinsarten Würfel von 1 Decimeter Seite geschnitten und diese zwischen Bleiplatten als Unterlagen zerdrückt. Dabei zerspalteten sich alle Gesteine von krystallinischem Gefüge (Granit, Porphyr, dichter Kalkstein, Marmor) meist sehr regelmässig prismatisch. Die Prismenaxen fallen in die Druckrichtung und die Prismen wichen dann seitlich etwas auseinander. Dies geschah zunächst ohne wesentliche Verminderung der Festigkeit. Dann endlich bei mehrender Belastung brachen die Prismen durch Flächen, welche mit der Druckrichtung ganz scharfe Winkel bilden, in schneidende Splitter, die sich keilförmig von unten und oben ineinander schoben. Hiermit war die rückwirkende Festigkeit aufgehoben. Alle klastischen Gesteine hingegen, die geprüft wurden (Kalksandstein, Sandsteine, Muschelbreccien, feinere Conglomerate, künstliche Cementsteine etc.) zerbrachen in Pyramiden, deren Basisflächen mehr oder weniger grosse Stücke der Druckflächen waren, und deren Spitzen gegen das Innere des Gesteinswürfels gerichtet sind. Als „Druckflächen“ bezeichnen wir diejenige Würfelfläche, auf

welche der Druck der Presse ausgeübt wurde, sowie die ihr gegenüberstehende Auflagerungsfläche. An den freien Seitenflächen sprangen mehr schalige Stücke weg.[1]) Die Pyramidalstücke waren soweit in ihrer Cohäsion geschwächt, dass man sie wie an manchen Stellen den Lochseitenkalk (I. Th. Abschn. IV) leicht zerreiben konnte, während die seitlich abgeschälten („abgebrannten") Stücke ihre ursprüngliche Cohäsion bewahrt haben. Die Pyramidalflächen waren mit feinem Zerreibungsstaub bedeckt, die Prismenflächen der krystallinischen Gesteine hingegen reine Bruchflächen. Bei den prismatisch brechenden Gesteinen setzte sich die Compression in eine seitliche Dilatation um, welche ein Zerreissen ohne Reibung an den Trennungsflächen ermöglichte, bei den pyramidalbrechenden hingegen zerlegte sich die Kraft in eine abscheerende in den Ebenen der Pyramidenflächen und eine dazu senkrechte, bei der scheerenden Bewegung der verschiedenen Pyramiden aneinander Reibung erzeugende Componente — hier also war Reibung auf den Trennungsflächen. Der Winkel, welchen die Pyramidenflächen mit der Basis der Pyramiden bilden, ist nach Bauschinger[2]) um so grösser, je grösser diese innere Reibung, und diese wiederum um so grösser, je grobkörniger das Material.

Bei den prismatisch wie bei den pyramidal brechenden Gesteinen wurde oft schon lange bevor die Hälfte der zum Bruch erforderlichen Belastung angewendet war, ein Knistern und Krachen wahrgenommen, manchmal hingegen trat dasselbe erst unmittelbar vor oder mit dem Bruche ein.[3])

[1]) Die noch erhaltenen Proben der gequetschten Würfel befinden sich in der geolog. Samml. des Polytechnikums. Die Versuche sind leider niemals veröffentlicht worden. Versuche über sehr grossen allseitig wirkenden Druck sind leider bisher noch niemals ausgeführt worden.

[2]) Bauschinger, Zeitschrift des bairischen Architekten- und Ingenieurvereines, Bd. IV.

[3]) Es muss zugegeben werden, dass die Bleiplatten zur Ausgleichung des Druckes auf der Unterlage zugleich als Duktile unter hohem Druck fast flüssige Masse die Reibung zwischen Druckplatte der Maschine und Auflagerungsfläche des Gesteines sehr wesentlich vermindert, dadurch die Dilatation und den prismatischen Bruch erleichtern, die Bedingungen für Pyramidalbruch hingegen sich ungünstiger gestalten. Allein Bauschinger irrt sich doch, wenn er das prismatische Brechen überhaupt den Bleiplatten zuschreibt. Die Einwirkung, die nach ihm das Blei ausüben soll, tritt ja bei den klastischen Gesteinen genau so wie bei den krystallinischen ein, obschon die ersteren mit Bleiauflagerung doch immer pyramidal brechen. Wenn Bauschinger diesen auffallenden und nur selten durch Uebergänge verbundenen Unterschied selbst beobachtet hätte, so hätte er es sicher mit der Erklärung desselben nicht so leicht genommen. Ich hebe noch besonders hervor, dass der Unterschied in der Bruchform auch nicht von der zum Zerquetschen erforderlichen Kraft abhängig ist. Unter den pyramidal brechenden Gesteinen finden wir bei den Culmann'schen Versuchen einen Molassesandstein, der schon bei 12, aber auch einen Taveyanazsandstein, der erst bei 54 Tonnen Belastung per □ Dcm. Querschnitt zerdrückt wurde, ferner unter den prismatisch brechenden einen porösen krystallinischen Kalksinter der bei 21, aber auch dichte krystallinische Kalksteine, die erst bei 60 Tonnen sich zerspalteten. Es muss der Unterschied in der Structur des Materiales selbst bedingt sein. Welche Umstände ihn bei Bauschingers Versuchen verdeckt haben, ob starke Reibung an den Auflagerungsflächen dies im Stande ist, werden vielleicht weitere Experimente aufklären.

Wo ein sehr heftiger Druck auf irgendwelche „festen“ Materialien wirkt, pflanzt er sich in denselben ähnlich wie in einer Flüssigkeit seitlich fort. Es ist das die gleiche Erscheinung, welche im Inneren des Apparates beim Umformen von Eis geschehen musste. Wir beobachten sie oft im Grossen in der Natur:

Bohrlöcher in Holz seitlich von der Auflagerung einer schweren Säule angebracht, schliessen sich bald wieder. Granitwürfel verbreiterten sich beim Belasten vor dem Brechen in manchen Fällen linear gemessen bis um 7 %. Die Gesteinspfeiler, welche in einzelnen Bergwerken zum Tragen der Decke noch stehen gelassen werden, verbreitern sich seitlich durch den auflastenden Druck; einzelne weichere Schichten quellen nach der freien Seite so sehr aus, dass sie an den Pfeilern, wie dies z. B. in den Kohlengruben von Käpfnach am Zürichsee an den Kohlenlagen oft gesehen werden kann, über einen Decimeter breite frei vorstehende Gesimse bilden. Die alten verlassenen Stollen in Bergwerken schliessen sich nicht nur von oben durch Senkung, sondern gleichzeitig ebensosehr von der Seite und von unten durch Steigen (Auftrieb) des weniger belasteten Bodens. (Die „Creeps“ der Kohlenbergwerke finden sich in manchen Lehrbüchern abgebildet.) In manchen Kohlenzechen bei Dortmund rechnet man 300 M. unter der Oberfläche per Jahr wenigstens $^1/_2$ bis 1 M. Steigen der Stollensohlen. Ein Theil davon ist wirkliches Aufsteigen, ein anderer Theil hingegen allgemeine Einsenkung und Eindrücken der Pfeiler von oben. Wo zwei Stollen sich kreuzen steigt der Boden oft schon in einem Monat um $^1/_2$ Meter, so dass die Rollwagen auf den Bahnen Mühe haben, über den breiten Hügel an der Kreuzungsstelle wegzukommen. Bergbaustollen aus alten Zeiten in Schieferthon, Sandstein, Thonschiefer etc., die tief unter der Oberfläche liegen, sind oft bis auf ein Lumen von 1 Quadratfuss Querschnitt oder noch weniger von allen Seiten vollständig zugewachsen. In festeren Kalksteinen findet man sie oft mit festgeklemmten Trümmern ganz zugefüllt — das nachdrückende Gebirge hat die Blöcke von den Wandungen abgesprengt. Bei einigen Bohrlöchern für artesische Brunnen, sowie bei verschiedenen tieferen Probebohrlöchern in Bergwerken, mit welchen man in thonige Gesteine gelangte, verminderte sich nachher allmälig die Tiefe des Bohrloches und zwar selbst da, wo eiserne Röhren zur Auskleidung eingeschlagen waren. Durch Auftrieb wuchs langsam ein Gesteinszapfen von der Tiefe in das Bohrloch hinauf. Alle derartigen Beobachtungen, welche man gelegentlich in Bergwerken und bei Tunnelbau macht, zeigen, dass der *Druck im Inneren des Gebirges allseitig wirkt.* Er ist aber nichts anderes, als

die Schwere der Gesteinsmassen. Sie pflanzt sich wie in einer Flüssigkeit allseitig fort. Die Grenze zwischen festen und flüssigen Körpern ist ja nicht so scharf, sie kann durch die mechanischen Bedingungen verschoben werden. Wo wir lokal im Inneren des Gebirges durch einen Stollen oder dergleichen den Druck auf den atmosphärischen reduciren, da erzeugt die Last des Gebirges Bewegung nach diesem Punkte hin, von oben, von unten und von den Seiten, bis vollständiger Verschluss erreicht ist, und Druck und Gegendruck sich wieder aufheben. Je tiefer wir in's Erdinnere gehen, desto mehr kommen wir in Gebiete von hydrostatischem Druck — hier also muss auch in gewissem Sinne hydrostatisches Gleichgewicht vorhanden sein.[1]) Der Unterschied vom hydrostatischen Drucke bei Wasser beruht nur darin, dass hier im Gebirge Störungen des Gleichgewichtes einen bedeutenden Grad erreichen müssen um Bewegungen zu erzeugen, und dass die folgenden wieder ausgleichenden Bewegungen sehr langsam vor sich gehen, weil sie starke Cohäsionskräfte und innere Reibungen auf gewissen Wegen überwinden, also eine grosse mechanische Leistung ausüben müssen. Wir wollen den allseitigen, dem hydrostatischen Druck in einer Flüssigkeit entsprechenden Druck im Inneren einer Gebirgsmasse *Gebirgsdruck* nennen.

Der Gebirgsdruck steigt selbstverständlich sehr stark, im Allgemeinen proportional mit der Tiefe. In plastischeren und weicheren Materialien ist er schon in geringer Tiefe unter der Oberfläche fühlbar, in festerem und spröderem muss er sich erst selbst das Material plastisch machen, wozu eine bedeutende Tiefe nothwendig ist. Die Ungleichheit des Materiales erzeugt ungleiche Vertheilung der Spannungen, durch welche bewirkt werden kann, dass noch in sehr grosser Tiefe einzelne Stellen keinen starken Gebirgsdruck haben, andere einen stärkeren. Das Wesentlichste ist, dass der Gebirgsdruck im Allgemeinen ein allseitiger Druck ist. Allseitiger Druck aber nimmt spröden Materialien ihre Brüchigkeit und gibt ihnen dafür Verschiebbarkeit der Theilchen. Wenn endlich der allseitige Druck die Festigkeit wesentlich übersteigt, ist das Material vollständig plastisch gemacht. Nehmen wir eine ebene Erdoberfläche an, so müsste im Allgemeinen dieser plastische Zustand schon etwas unterhalb derjenigen Tiefe eintreten, welche oben durch die Höhe der noch von ihrem Fusse getragenen Gesteinsprismen bezeichnet ist. Während

---

[1]) Prof. Culmann kam auf ganz gleiche Resultate bei seinen Berechnungen des Erddruckes auf Tunnel etc. (Graphische Statik, neueste Auflage.)

wir Stollen in weichen Sandsteinen und Thonschiefern schon 300 M. unter der Oberfläche sich schliessen sehen, müsste ein Gleiches in festem Sandstein unter 1000 bis 1300 M., in Kalkstein unter 1100 bis 1800 M., in Granit und Porphyr unter 1800 bis 2900 M. etc. unter der Oberfläche eintreten. So tief sind wir nun allerdings bis jetzt nirgends mit Stollen gelangt. Die tiefsten Bohrlöcher reichen in festem Gestein 800 M. hinab, also auch noch nicht so tief, dass sie sich in Folge des Gebirgsdruckes schliessen müssten. In den Alpen müssten wir vom Gipfel der Berge tiefer gehen, als die genannten Beträge, um in Gebiete zu kommen, wo alle Gesteine plastisch sind, weil es hier auf die durchschnittliche Belastung, welche bei den aufgesetzten pyramidalen Bergformen nicht der Höhe eines gleichhohen Gesteinsprisma's entspricht, ankommt. Von den Thalsohlen aus aber müssten wir wegen den umgebenden Bergen weit weniger tief gehen, als die oben angeführten Säulenhöhen. Etwelche Umformung ohne Bruch ist selbstverständlich bei langer Dauer der Kraftwirkung auch schon unter geringerem Gebirgsdrucke möglich. Von der Oberfläche aus nimmt nach der Tiefe mit dem Gebirgsdruck die Umformungsfähigkeit der Gesteine fort und fort zu, sie wird immer vollkommener, je tiefer wir gelangen. Eine scharfe Grenze zwischen Tiefen, in welchen die Gesteine noch nicht in umformungsfähigen Zustand durch den Gebirgsdruck versetzt sind und solchen, wo dies der Fall ist, ist selbstverständlich nicht vorhanden.

Hoher Gebirgsdruck ist somit eine mechanische Condition, die sich in der Tiefe befindet und die die Gesteine in einem latent plastischen Zustande hält. Damit nun aber wirkliche Umformungen geschehen, muss Gleichgewichtsstörung eintreten, d. h. es muss der Druck auf einer Seite kleiner oder grösser werden. Dann findet ein Ausweichen, ein Fliessen nach der Richtung des geringsten Druckes statt. Dieses Ausweichen kann später als Streckung erscheinen, obschon kein directer Zug in's Spiel kommt, sondern die Streckung nur ein Ausweichen gegen das Druckminimum hin ist, das für bruchlose Umformung von Körpern ohne Regelationsfähigkeit immer noch grösser sein muss als die Festigkeit. *Plastische Umformung* geschieht also nur, wenn allseitig ein Druck wirkt, der jedenfalls grösser als die Festigkeit, aber auf verschiedenen Seiten nicht gleich gross ist, so dass Ausweichen seitlich zum Maximaldruck stattfinden kann. Ist das vorhandene Druckminimum kleiner als die Festigkeit, so tritt Zerbrechen, und damit Ausquetschen, *„Umformung mit Bruch“* ein.

Die Gleichgewichtsstörung, welche den latent plastischen Zustand in umformende Wirkung bringt, kann in einseitiger Entlastung durch eingeschnittene Tunnels, Schächte etc. oder in der Natur durch einschneidende Thäler gesucht werden. Weil indessen die Einschnitte keine Tiefe von vielen Tausenden von Metern erlangen, sind die hierdurch erzeugten Gleichgewichtsstörungen nicht so sehr auffallend. Die Hauptursache für die Gleichgewichtsstörung liegt vielmehr in dem neu hinzutretenden Horizontaldruck in der Erdrinde, der die Gebirgsfaltung erzeugt hat, denn mit eben dieser Faltung im Zusammenhange finden wir ja die Umformungen. Es bedurfte nur des Kraftzuwachses von einer Seite, das Material lag schon zur Umformung bereitet in der Tiefe.

Wir haben unsere Theorie entwickelt. Sie lautet in einen einfachen Satz zusammengefasst:

In einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche sind die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinstheilchen einwirkt. Dadurch sind dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch eine neue Kraft — den gebirgsbildenden Horizontalschub — hinzu, so tritt die mechanische Umformung in dieser Tiefe ohne Bruch, in zu geringen Tiefen bei den spröderen Materialien mit Bruch ein.

Ich bitte jetzt den Leser, alle unsere sechszehn Erscheinungsgesetze zu durchgehen. Er wird finden, dass unsere Theorie der Umformungen mit ihnen allen genau übereinstimmt, und dass sie eigentlich zum Theil leicht als nothwendige Folgen aus unserer Theorie sich ableiten liessen, wenn wir sie nicht noch früher durch die Beobachtung gefunden hätten.

Wir wollen die Untersuchung, die wir bisher inductiv geführt haben, umkehren und einige Deductionen aus der Theorie gewinnen, um sie hernach, so weit die Beobachtungen reichen, mit der Natur zu vergleichen.

In den obersten Schichten muss bei der Alpenfaltung die Umformung vorwiegend mit Hülfe von Bruch vollzogen worden sein. Je tiefer die Schichten, um so mehr trat neben Bruch die wirkliche Plasticität mit in's Spiel und zwar bei plastischeren und weicheren Gesteinen in höherem Grade und schneller, als bei spröderen (Gesetz Nr. 4, 6 und 16). Die tieferen Schichten müssen

mehr ohne Bruch gefaltet sein, als die höheren. Die Verwitterung und die Erosion haben aber von der jetzigen Gebirgsoberfläche diejenigen Schichten längst ganz abgetragen, welche fast allein durch Bruch umgeformt sind. Wir finden in der That in den höchsten Theilen und den jüngsten vorhandenen gefalteten Schichten keine wirklich aufgerissenen Gewölbe. Eine Gewölbebiegung mit zahlreichen regelmässigen feinen radialen Zerreissungsklüftchen wie z. B. der Sentisgipfel, das Widderfeld am Pilatus etc., wie wir sie so zahlreich beobachten, könnte sich an freier Oberfläche unmöglich bilden, sondern es müsste ein Riss entstehen und beide Flügel der Falte würden wie zwei Dachflächen von der Bruchlinie abfallen, vielleicht eine Kluft zwischen sich lassend, jedenfalls aber keine schöne Gewölbecurve bildend. Solches ist heute in den Alpen nicht mehr vorhanden. Durch Ueberschiebungen der Platten an der freien damaligen Oberfläche musste stellenweise ein Abbrechen von ganzen Schichtstücken stattfinden, und die Oberfläche mit mächtigen Bergstürzen sich bedecken. Zahlreiche klaffende Risse in der Längs- und vielleicht auch in der Querrichtung mussten sich öffnen, und die Schichtfugen oft klaffen, so dass eine völlige Trümmerlockerung eintreten musste.[1]) Aber all diese spaltenförmigen Zerreissungen und all dies durchgreifende Brechen sind Erscheinungen der äussersten obersten Rindenschichten, die fortwährend, schon lange bevor der Prozess vollendet war, durch Verwitterung und Erosion abgetragen wurden. Tiefer verlief der Prozess ruhiger, aber gewaltiger. Hier wurden die Risse bei den Umformungen zahlreicher, aber kürzer, sie keilen sich rascher wieder aus. Die Zertheilungen in Stücke, die sich als mechanische Einheiten bewegen, werden weiter in's Einzelne gehend ausgebildet, die Fugen und Risse klaffen weniger, die Schichten knicken nicht, sondern bilden regelmässige, weit sich spannende Faltenbogen. Der Zusammenhang der Schichten bleibt vollständiger, das ganze Material geschlossener, kein Riss reicht von oben bis in diese Region in thalbildender Weise hinunter. In einer noch tieferen Region endlich krümmt sich langsam das geschichtete Material in sonderbaren Falten, als ob es weich wäre wie Töpferthon, — denn was ist hier seine Festigkeit im Vergleiche zum Druck, der es allseitig erfasst? Hier geschieht mehr und mehr nur noch Umformung ohne Bruch, für keine Spalte

---

[1]) Bei Anlass eines Experimentes über Faltung mit Thonschichten beobachtete ich einst eine Menge sonderbarer Aufbäumungen und kleiner Falten mit Zerreissungen an der äussersten Oberfläche. In den tieferen Schichten trat nichts derartiges mehr ein. Vergl. die neuesten Versuche v. A. Favre Archiv des Sciences 1878.

findet sich der Raum, jede Lücke wird zugequetscht bevor sie sich bildet. Da sinken die gewaltigen Massen in langer Mulde ein, dort bäumen sie sich gewaltig in die Höhe bis der Scheitel von der Belastung durch die Denudation oben befreit langsam spröde aufreisst, während von unten die gequetschte Masse nachpresst immer höher, und an noch anderen Stellen weicht das Material seitlich und nach oben aus und es entstehen Transversalschieferungen. Der Uebergang von der oberen in diese tieferen Regionen ist ein ganz allmäliger. Alle Biegungen, alle Umformungen, die für unsere Beobachtung zugänglich sind, haben sich unter einer enormen Belastungsdecke gebildet, die jetzt verschwunden ist.

In der That legt in den Alpen jede Form hierfür Zeugniss ab. Ich habe daselbst niemals eine Biegung oder ein Adernetz gefunden, deren Entstehung denkbar wäre ohne belastende Bedeckung während des Vorganges. Ganzes Zerbrechen oder Abbrechen grosser Schichtencomplexe ist sehr selten. Wir können Monate lang nach grösseren ächten Spaltenverwerfungen suchen ohne solche zu finden. Die Sprungweite derjenigen, die man findet, beträgt meistens nur wenige Meter und sie setzen nicht tief hinein. Sichere reine Verwerfungen, welche kettenbildend wären, habe ich in dem mir genauer bekannten Theil der Alpen, den östlichen Schweizeralpen, noch gar keine gesehen. Escher sagte mir einst selbst: „Viele wären hier wohl geneigt, eine Verwerfung anzunehmen, ich habe aber in meinem Leben in den Alpen noch niemals eine echte zweifellose grössere Verwerfung gesehen.“ In den Profilen und Schriften von Theobald, Kaufmann, Baltzer, Gutzwiller, Renevier finde ich solche ebenso selten, und so viel mir bekannt ist, hat auch Mösch viel mehr Biegungen mit verquetschten Mittelschenkeln, als echte Verwerfungen gefunden. Es soll damit nicht behauptet sein, dass grosse Verwerfungen in den Alpen gar nicht vorkommen,[1]) wohl aber, dass sie zu den seltenen ausnahmsweisen Erscheinungen gehören. Sollten nun, wenn echte Verwerfungen in den Alpen doch häufig wären, dieselben stets so sehr verborgen sein? Ist es nicht viel natürlicher, in zweifelhaften Fällen zunächst an Biegungen zu denken, da man doch solche klar blosgelegt zu Hunderten beobachten kann, Verwerfungen aber in den Centralalpen nur ausserordentlich selten? Die Unterscheidung von Spaltenverwerfungen und

---

[1]) Verglichen z. B. Renevier Bullet. Soc. Vaud. VIII S. 273 über die „faille du Pillon“ bei Gsteig in Ormonts, wo die triasische Rauhwacke bald mit dem Urgonien, bald mit den Nummuliten in Berührung kommt, und andere mehr.

Faltenverwerfungen oder uneigentlichen Verwerfungen (S. 44 dieses Theiles und folgende) muss erst durchgedrungen sein, bevor die Berichte mancher anderer Geologen wie Lory etc. für uns deutbar sind. Der Ausdruck „Dislocationslinie," der häufig gebraucht wird, lässt uns über die Natur der Schichtenstörung gänzlich im Zweifel.

Die Hauptmenge der Umformungen, die wir beobachten, sind gemischte Umformungen (Gesetz 6), sie zeigen Brüche, aber gleichzeitig bruchlose Gestaltveränderungen. Ich kenne kein Beispiel, wo ein thonfreier Kalk der oberen Schichten, z. B. der oberen Kreidestufen bruchlos enge gefältelt wäre. Es herrscht in der That in den geologisch höheren Schichten die Umformung mit Bruch vor, in den tieferen wird die Umformung ohne Bruch immer häufiger (Gesetz 15 und 16).

In den oberen Schichten musste, wenn unsere Theorie richtig ist, bei der Faltung die Steifheit einzelner Schichten, die zwischen anderen eingeklemmt waren, mehr zur Geltung kommen, als in den tieferen. In diesen letzteren wurde doch alles plastisch gequetscht, wenn auch die Festigkeitsunterschiede durch ungleichen Widerstand der einzelnen Schichten noch zur Geltung gelangten. Die oberen Schichten hatten ferner freiere Bewegung nach aussen und deshalb freiere Wahl der Biegungsformen den Cohäsionswiderständen in sich selbst entsprechend. Die Beobachtung stimmt mit dieser Deduction vollständig überein: Es besteht ein auffallender Unterschied bei den Curven der Biegungen in den äusseren Ketten, die aus höheren Gesteinen bestehen im Vergleich zu den inneren Ketten und tieferen Gesteinslagen. Die Biegungen zeigen in den äusseren Kreideketten viel regelmässigere Krümmung. Sie erscheinen hier als weite, herrlich geschwungene Linien an den Abhängen der Querthäler. Bei den Falten in den inneren Kämmen nahe den Centralmassiven suchen wir meistens vergebens nach einer Amdermulde oder einem Axensteingewölbe. Die Falten sind hier viel unregelmässiger verbogen, der Krümmungsradius wechselt viel mehr, die Mulden sind häufiger winkelförmig gequetscht als rund. Selten gibt es Biegungen, die man im Profil mit Hülfe von Kreiszirkel oder Schwungbogen zeichnen könnte, der Linienzug ist ein viel schwankenderer, der auf viel plastischeres Verhalten hinweist, obschon das Material petrographisch nicht anders ist, sondern nur stärker belastet war. Nach Gesetz 15 beobachtet man den gleichen Unterschied in gewissem Grade schon an einer Stelle zwischen den obersten und tieferen Schichten an einem tief entblössten Profile.

Die in den letzten beiden Absätzen enthaltenen Beobachtungen hätte ich auch früher als Erscheinungsgesetze aufführen können. Ich habe dies deshalb nicht gethan, weil ich selbst hierauf erst auf deductivem Wege, nachdem ich die Theorie gewonnen hatte, aufmerksam geworden bin.

Der Unterschied in der Plasticität zwischen den tieferen und höheren Schichten machte es leicht möglich, eigentlich sogar nothwendig, dass die tieferen in Falten sich zusammenlegten und an den oberen verschoben, während diese letzteren wie eine steife Decke mit viel spärlicheren Krümmungen an der Oberfläche blieben. Die folgenden tieferen Schichten wurden immer mehr und mehr von den Bewegungen der tiefsten mitgeschleppt. So entstanden allerlei Discordanzen nachträglich auf rein mechanischem Wege. So hat wohl auch grösstentheils die Aufrichtung der krystallinischen Schiefer unter den flacher fallenden Sedimenten stattgefunden, so hat sich ihre Schieferungseinförmigkeit durch Clivage leicht ergänzt und so sind die stellenweise zwischen denselben eingeklemmten Mulden alter Sedimente erklärlich (verglichen der folgende Abschnitt, besonders im Schlusskapitel). In dieser Tiefe *musste* dann durch Zusammenquetschen der Falten und durch gleichzeitige Clivageausbildung wieder enorme *Einförmigkeit der Schieferung* entstehen.[1])

Genügte die wirklich vorhandene frühere Belastung, um den nothwendigen Gebirgsdruck zu erzeugen?

Die jüngsten, rein bruchlos umgeformten thonfreien Kalksteine der Centralalpen, die ich kenne, gehören den mittleren Schichten des Hochgebirgskalkes an. Ueber denselben lagen in diesen Theilen der Alpen noch circa 300 M. Hochgebirgskalk, dann wenigstens 800 M. Kreide, 800 M. eocene Gesteine, vielleicht auch noch jüngere Gebilde, zusammen also fast 2000 M. Kalkstein und Thonschiefer mit einigen anderen Gesteinsarten. Das durchschnittliche specifische Gewicht derselben kann auf 2,3 bis 2,4 gesetzt werden. Eine durchschnittlich 1500 M. mächtige Belastung mit Gesteinen von diesem specifischen Gewichte würde aber schon fast genügen, um denjenigen Gebirgsdruck zu erzeugen, der solchen Kalkstein in latent plastischen Zustand überführen müsste.

---

[1]) Lory nimmt die krystallinischen Schiefer als schon aufgerichtet und steifer als die Sedimente zur Zeit der Hauptfaltung an. Der Gebirgsdruck, wie er beobachtet ist, widerspricht aber dieser Anschauung vollständig. Das Material ist um so plastischer, je tiefer wir kommen. Die grössere Festigkeit der Gneisse gegenüber dem Kalkstein wurde durch die grössere Tiefe mehr als überwunden.

Der Gebirgsdruck in der Tiefe entspricht bei unebener Oberfläche keineswegs einfach der Last des über dem betreffenden Punkte liegenden Gesteinsprisma, er lässt sich auch nicht genau gleich der Durchschnittsbelastung auf einem grösseren Gebiete setzen, wird aber hiervon, wenigstens wenn die Oberfläche nicht allzu starke Höhenunterschiede zeigt, nicht sehr weit abweichen, um so mehr, als grössere Gesteinsmassen in Folge der zahllosen stets vorhandenen Fugen und Risse niemals als mechanische Einheit aufgefasst werden können.

An einzelnen Stellen, wo die Schichten muldenförmig einsanken, wurden sie noch viel stärker belastet, als blos durch die normal darauf folgenden einfachen Schichtmächtigkeiten. Die durchschnittliche normale Belastung für die bruchlos umgeformten Röthikalke der Tödigruppe betrug: 200 M. Lias und brauner Jura, 500 bis 700 M. oberer Jura, 500 bis 800 M. Kreide, 800 M. Eocen, also zusammen 2000 bis 2500 M. Gegenwärtig beträgt sie an einigen entblössten Stellen noch 1200 M.; an einigen Orten in der Tiefe unter der Doppelfalte kann sich der Röthikalk erst 3500 M. tief finden. Schon in viel geringerer Tiefe, vielleicht in 500 M. unter der ursprünglichen Oberfläche war der Gebirgsdruck genügend, thonreiche Gesteine, die schon anfänglich eine gewisse Plasticität besitzen, bruchlos umzuformen, während festere sprödere Massen halb bruchlos, halb brechend sich der Faltung fügen mussten. Die thonfreien Kalksteine der mittleren und oberen Kreideschichten finden sich in den Centralalpen nirgends bruchlos enge gefältelt. Die höchste Belastung, die sie jemals getragen haben, betrug blos etwa 1000 M. bis 1100 M., also zu wenig zur bruchlosen Umformung.

Die Belastungen, welche wirklich in's Spiel gekommen sind, entsprechen somit vollständig den von der Theorie geforderten Beträgen.

Wenn in einer Masse, die wie die allseitig schwer gepressten Gesteine in der Tiefe in einem latent plastischen oder flüssigen Zustande sich befindet, irgendwelche neuen Kräfte hinzutreten, so wird das Gleichgewicht gestört, und es muss Bewegung eintreten. Der allseitig enorme Druck erzeugt eine Beweglichkeit der Molekule ähnlich wie hohe Temperatur durch Schmelzen oder Flüssigkeiten durch Lösen eine Bewegungsmöglichkeit schaffen. Wenn die Starrheit eines Körpers durch Druck aufgehoben ist und die Molekule beweglich verschiebbar geworden sind, dann können ähnlich wie bei Schmelzfluss oder Lösung die chemischen und die krystallisirenden Kräfte die Atome und Molekule anders gruppiren und neuen Gleich-

gewichtslagen zuführen — weder Hitze noch Wasser ist zu dieser Metamorphose nothwendig — nur allseitiger Druck viel grösser als die Festigkeit.

Die Verbreitung der Marmorlager am Nordrande des Finsteraarmassives ist durch Baltzer[1]) genau untersucht worden, und hat ihn zu dem Resultate geführt, dass der Marmor aus dichtem Kalkstein an denjenigen Stellen durch mechanische Metamorphose entstanden sei, wo bei der Gebirgsfaltung der Druck besonders stark wurde. Unsere Beobachtungen im Gebiet der Glarner-Doppelfalte, wo ausgezeichnete Marmorlager vorkommen, stimmen hiermit vollständig überein. Das Salinischwerden sehr vieler Kalksteine der inneren am stärksten gefalteten und gepressten Ketten überhaupt ist wohl die gleiche Erscheinung in weniger vollkommener Ausbildung.[2]) Die gestreckten Belemniten des Scopi, der Nufenen etc. sind oft sonderbar verflösst in Marmor umgewandelt und im Gestein haben sich kleine Concretionen ausgebildet, die stellenweise zu deutlichen Granaten und Staurolithen werden, während das Gestein schiefrig und mit feinen Glimmerschuppen erfüllt ist. In diesen Gebieten sind die Gesteine durch die Faltung oft viele tausend Meter unter die ursprüngliche Gebirgsoberfläche geschleppt worden. Wir finden solche veränderte Sedimente niemals in den äusseren mechanisch milderen Alpenketten, und in den inneren in einer Anordnung, welche den Gedanken an eine metamorphische Einwirkung der Feldspathgesteine wie sie an anderen Orten (Schottland, Norwegen etc.) so ausgezeichnet beobachtet werden kann, für die Alpen vollständig ausschliesst, indem die Umwandlung oft im wirklichen Contakt geringer ist und selbst ganz fehlt. Prof. Renevier und Dr. de la Harpe haben am Lac Celaire (Dent du Midi) Bohnerze gefunden, deren Kügelchen platt gequetscht[3]) und gleichzeitig in Magnetit[4]) umgewandelt sind. Endlich verweise ich auf die gequetschten Eisenoolithe der Windgällenkette, der Brigelserhörner etc., deren gequetschte Oolithkörner sowie die kalkhaltige Grundmasse Magnetit sind, und in welchen eine Menge kleiner Magnetitoctaëderchen entstanden sind. Wenn es nicht Neubildungen wären, so müssten sie entweder ebenfalls zerdrückt sein, oder, weil vielleicht viel fester als das umgebende Gestein, vom Clivage desselben flaserig umbogen werden. Keines ist der Fall. Die Abgussflächen des geschieferten

---

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1877.

[2]) Verglichen das Kapitel über das Alter der Eruptivgesteine der Alpen im folgenden Abschnitt, wo wir hierauf genauer eingehen.

[3]) Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. vol. IV S. 232.

[4]) Mündliche und briefliche Mittheilung von Prof. Renevier.

Gesteines und zwar der Schuppen wie der Grundmasse, an den Kryställchen sind vielmehr der Art, wie wenn Krystalle aus einem Magma sich ausgeschieden haben. Es muss hier eine theilweise Umkrystallisation in der Masse selbst der Zeit nach jedenfalls nicht vor, sondern durch die Umformung eingeleitet eingetreten sein. (I. Theil S. 62.)

Hier erscheint ein *Metamorphismus* als die Folge rein mechanischer Umstände und Vorgänge, als eine höchste Potenz der mechanischen Umformung, die verändernd bis in das Molekul hineingreift.

Wir haben hiermit auf eine ganz neue Frage der Geologie hingewiesen: Welche Beziehungen bestehen zwischen mechanischer Gesteinsumformung einerseits, und chemischer und krystallischer Umwandlung andererseits? Mehr als diese Hinweisung sind wir heute noch nicht im Stande zu geben. Möchte einst die Tragweite der hier vorgezeichneten Vorgänge nicht nur durch die Beobachtung allein, sondern auch durch das Experiment festgestellt werden können.

E. Fortwirkende mechanische Vorgänge, Folgerungen und Anwendungen.

Wir stehen vor der Frage, ob jetzt die Alpen, der Jura u. s. f. gegen den Horizontaldruck, der sie aufthürmte, im Gleichgewicht sind, oder ob ihre Stauung noch fort und fort wirkt. Die Antwort hierauf ist heute noch unmöglich. Die horizontale Lage der diluvialen Lignite bei Utznach (Kanton St. Gallen) über den steil aufgerichteten miocenen Lagern scheint auf den ersten Blick für Gleichgewicht seit Beginn der Diluvialzeit zu sprechen, allein dieses Vorkommniss ist viel zu lokal und zu wenig ausgedehnt um einen so grossen Schluss darauf zu gründen, um so mehr als die horizontale Lage keineswegs durch Nivellement genau festgestellt ist und zudem bei blos einem oder zwei Graden Neigung nicht behauptet werden kann, ob diese Neigung eine ursprüngliche ist, oder ob sie später entstanden ist, obschon daraus im letzteren Falle schon eine bedeutende Niveauschwankung hervorginge. Die älteren Deltaflächen im Gebirge sind zu oft neu überfluthet worden, als dass sich an ihnen fortgehende Niveauschwankungen erkennen liessen. Eher könnten genaue Vergleichungen der Niveaux von Querseen durch Marken an verschiedenen Stellen der Uferfelsen in denjenigen Fällen nützen, wo am Ausfluss des See's jede Veränderung in den Abflussverhältnissen ausgeschlossen ist. Wir

haben nur zwei sichere Mittel: Das eine sind die genauen Nivellements. Vor einigen Jahren sind solche auf Anregung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft durch die Alpen hindurch mit einer wahrhaft erstaunlichen Genauigkeit ausgeführt worden. Werden die gleichen Routen eben so sorgfältig nach wenigstens 100, besser noch nach mehreren 100 Jahren wieder nivellirt, so ergeben sich vielleicht Niveaudifferenzen, die nicht als Beobachtungsfehler gedeutet werden können, sondern zeigen, dass einzelne Streifen oder Zonen der Alpen relativ steigen, andere relativ sinken. Das zweite sichere Mittel liegt in der Bestimmung der geographischen Horizontalentfernung zweier Punkte (hierüber verglichen II. Theil Abschnitt III).

Jedenfalls wird der eigentliche Faltungsprozess an den Gesteinen niemals sichtbar werden, denn die Schichten nahe an der Oberfläche bröckeln in Trümmerhaufen, halten sich aber nicht mehr; nur in der unzugänglichen Tiefe kann die Faltung fortgehen. In der That haben wir aber keinen einzigen Beweis, inwiefern die Alpenstauung vollständig zum Stillstand gekommen sei oder nicht.

Wenn auch eigentliche faltende grosse Bewegungen vielleicht nicht mehr vorkommen, so können doch jedenfalls kleinere lokalere Gebirgsbewegungen keineswegs fehlen. Die Spannungen im Boden müssen sich beständig mit den Veränderungen in der Belastung anders gestalten. Verwitterung und Erosion, sobald sie weit vorgeschritten sind, erzeugen solche Veränderungen. Sie entlasten die eine Stelle und beschweren durch Ablagerung die andere. Gespannte Gewölbebogen feilt die Erosion allmälig durch und schafft Thaleinschnitte da, wo früher Gegendruck des anliegenden Gebirges war. Am Fusse des nun von Thälern umfurchten Bergstockes wird die Last das Gestein seitlich gegen die Stellen, welche durch die tiefen Thaleinschnitte freigelegt worden sind, ausquetschen, während die Berggipfel spurweise sinken. Der geringen Festigkeit des Materiales wegen sind einzelne steile Berge gar nicht von unbegrenzter Höhe denkbar, während sie aus einer zusammenhängenden Masse mehr und mehr als einzelne steile Pyramiden herausmodellirt werden, müssen sie durch die eigene Last etwas in sich selbst zusammensinken. Durch Berechnung des Druckes lässt sich zeigen (siehe S. 86 Matterhorn und Glärnisch), dass in den Alpen kein Gipfel so hoch und steil unmittelbar aus tiefen Thälern aufsteigt, dass er seinen Fuss anders als nur ganz allmälig im Lauf der Jahrtausende unmerklich etwas ausquetschen müsste. Weil die Entblössung durch

Thalbildung sehr allmälig eintritt, ist es selbstverständlich gar nie möglich, dass ein anderes Verhältniss eintritt. Aus gleichem Grunde wird nur selten Horizontalclivage im Gesteinsfuss von Bergmassen entstehen können. Solches wäre meistens erst in einer Tiefe möglich, in welcher der Boden geschlossen und für seitliches Ausweichen kein Raum mehr vorhanden ist. Diese angedeuteten geringen Bewegungen durch langsame Belastungsveränderungen geschehen nur in der Tiefe als Umformung ohne Bruch, allein in der Bergmasse zwischen den Thälern und überhaupt überall in geringer Tiefe unter der Oberfläche durch Bruch; das Gestein muss seine Fugen weiter lockern, neue Risse müssen allmälig entstehen, und so geschieht etwelche fortschreitende, die Verwitterung befördernde Rindenlockerung des Gebirges. Bei Schachten und Tunnelbauten findet man in gebirgigen Gegenden das Gefüge des chemisch frischen Felsens manchmal etwas gelockert, bis in eine Tiefe, in welche kein Frost und überhaupt keine Temperaturwechsel und noch weniger Pflanzenwurzeln lockernd eindringen konnten. So lange die Erosion wirkt, dauern diese kleinen Bewegungen im Gebirge fort und fort und können allmälig kleine Ausweichungen, kleine Lagerungsstörungen erzeugen, während der gebirgsbildende Horizontalschub vielleicht längst zur Ruhe gekommen ist. Im Bau der Alpen bleibt es schwierig, diese Störungen in ihren Wirkungen zu erkennen, weil sie von der unvergleichlich gewaltigeren eigentlichen Faltung der Gebirge verdeckt werden. Viel leichter dürfte es sein, dieselben da genau zu constatiren, wo tiefe Thäler in sonst horizontale ungestörte Schichtencomplexe eingeschnitten sind; da müsste sich allmälig eine leichte Antiklinalstructur der Thäler entwickeln, und die durch Erosion zertheilten Stücke einer bestimmten Schicht allmälig derart verstellt werden, dass sie nicht mehr in eine Ebene fallen und das eine Stück nicht mehr als Fortsetzung des anderen nach seiner Stellung erscheint.

In einem Gebirge kann es gar keine in ihrer gegenseitigen Lage wirklich absolut starre fixe Punkte geben — ewige Beweglichkeit wirkt fortwährend bis einst alles abgeflacht sein wird. Im grossen Ganzen haben die Spannungen, welche durch die Formen von Berg und Thal bedingt sind und mit den Veränderungen derselben sich ebenfalls verändern, die dem faltenbildenden Horizontaldruck gerade entgegengesetzte Tendenz — sie helfen das Gebirge rascher nivelliren, während der letztere es gethürmt hat. Erst in grösserer Entfernung ausserhalb des Gebirges, wo ausgedehnte Alluvionen von Gebirgsmaterial sich häufen, kann eine Bodenbelastung und dadurch Senkung entstehen, welcher

gegenüber als Aequivalent der gesammte Untergrund des Gebirges sich vielleicht etwas hebt.[1])

Wenn auch der gebirgsbildende Horizontalschub nicht mehr fortdauert, so müssen doch in der Erdrinde wenigstens durch die Belastungsveränderungen, durch Verwitterung und Erosion neue Spannungen entstehen und von Zeit zu Zeit in Bildung von Rissen, in Stellungsveränderung ganzer Schichtencomplexe ihre Auslösung verlangen. Hierin muss die Ursache zu manchen Bodenerschütterungen gegeben sein, die als Erdbeben empfunden werden. Das sind weder „vulkanische" noch „centripetale" (Einsturz-) Erdbeben. Sie können den Charakter der letzteren haben, aber auch schon ursprünglich centrifugal oder tangential gerichtete Bewegungen sein. Während dem Faltungsprozesse selbst müssen solche Erdbeben in grosser Zahl eingetreten sein. Da wir nicht wissen, ob die Faltung unter unseren Füssen noch fortgeht oder nicht, ist es unmöglich zu sagen, ob ein Theil der jetzigen Erdbeben dem fortschreitenden Horizontalschub zugeschrieben werden muss oder nicht. Es lässt sich erwarten, dass Erdbeben durch fortschreitende Faltung erzeugt zonenförmig in der Streichrichtung verlängertes Erschütterungsgebiet haben, während dies bei den durch Belastungsveränderung durch Erosion und Alluvion nothwendig gewordenen Auslösungen von Spannungen weniger der Fall sein wird.

Wenn wir die vorhandenen Aufzeichnungen durchgehen, erstaunen wir ob der enormen Zahl von lokaleren Erdbeben, welche aus den gebirgigen Gegenden berichtet werden. Aus der Schweiz werden vom Jahr 1700 bis 1854 im Ganzen 1019 Erdbeben erwähnt. Jedenfalls war die Zahl noch viel grösser. Escher, der alle Erdbebenberichte aus dem Kanton Glarus sammelte,[2]) führt aus dem XVIII. Jahrhundert allein 181 Erdbeben auf. „Kaum $^1/_{20}$ davon wurden auch ausserhalb des Kantons verspürt." Die zahlreichen Erdbeben von 1701 und 1702 betrafen nur das obere Linththal mit dem Centrum etwa unter dem Dorf Linththal selbst. Im Frühjahr 1764 zählte man in diesem Kanton in jedem Monat über 20 verschiedene Stösse, im XIX. Jahrhundert ist bis jetzt die Zahl der Erdbeben viel geringer geblieben. Viele kleinere Erdbeben, über die genauere Berichte vorhanden sind, breiteten sich in Zonen oder Ellipsen aus, deren Längsaxe mit der Alpenrichtung zusammenfällt. Das Erdbeben vom Abend des 2. Mai 1877 fand

---

[1]) In grossen Deltagebieten sind häufiger Senkungen (Venedig, Holland, Nildelta, Calcutta) als Hebungen (Nordsibirien) nachgewiesen.

[2]) „Gemälde der Schweiz."

seine südliche sehr plötzliche Begrenzung ebenfalls in einer Linie, welche von Ragatz parallel den Alpenketten zwischen Glarus und Linththal durchstreicht.

Auch im Wallis bemerkt man alljährlich eine ziemlich grosse Zahl von lokalen Erdbeben. Ein solches häufiges Erzittern des Bodens — zahllose ganz schwache Stösse sind wohl kaum verspürt und nicht notirt worden — macht vollständig den Eindruck, als müsste die Faltung unter uns auch heute noch fort und fort gehen. Ohne eine zahllose Menge solcher Erschütterungen ist der langsamste Faltungsvorgang nicht denkbar.[1])

Die neueren Untersuchungen[2]) haben ergeben, dass der Erschütterungsheerd der Erdbeben oft nicht so sehr tief, z. B. etwa 15000 bis 20000 M. tief liegt. Unsere Umformungstheorie macht dies einleuchtend, würde aber den Erschütterungsheerd eher noch weniger tief suchen. Nur in geringeren Tiefen können Spannungen auf eine Weise z. B. durch plötzlichen Bruch einer Schicht oder durch plötzliche Verschiebung und Discordanzbildung sich auslösen, welche starke Erschütterung hervorbringt; in grosser Tiefe hingegen geschehen die Umformungen plastischer und deshalb continuirlicher. In den Berechnungen von Mallet und Seebach scheinen mir die anderen mechanischen Zustände der Gesteine in der Tiefe nicht berücksichtigt zu sein. Der latent plastische Zustand muss die Leitungsfähigkeit und Fortpflanzungsgeschwindigkeit für Stösse wesentlich vermindern. Das Resultat der Rechnungen muss sich dadurch in dem Sinne ändern, dass die berechnete Tiefe sich noch mehr reducirt. Vielleicht wird es auf experimentellem Wege, indem man die Fortpflanzung von Stössen in verschieden tiefen Bergwerken vergleicht, einst gelingen, diesen Einfluss des Gebirgsdruckes oder des latent plastischen Zustandes auch für grössere Tiefen in Rechnung zu ziehen. Diejenigen Erschütterungen der Erdrinde, welche durch den Horizontaldruck in der Rinde entstehen, können ihren Ursprung, der in irgend einer plötzlichen Bewegung gesucht werden muss, wohl nicht tiefer, als einige tausend Meter unter der Oberfläche, gewöhnlich in noch geringerer Tiefe haben. Erdbeben, deren Erschütterungscentrum viel tiefer liegt, müssen anderen Ursachen zugeschrieben werden.

Die in Bergwerksdistrikten wiederholt gemachte Wahrnehmung, dass die Stösse in grosser Tiefe unter der Oberfläche weniger empfunden werden als nahe

---

[1]) Verglichen Credner „Das Vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben", Zeitschr. f. d. gesammt. Naturw. 1876 S. 267.

[2]) Seebach „Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872."

an der Oberfläche, steht wahrscheinlich ebenfalls mit dem latent plastischen Zustande in der Tiefe in Verbindung. Dort werden die Stösse bälder in bleibenden Veränderungen sich aufzehren, während sie nur in den spröderen Massen nahe der Oberfläche sich seitlich weit verbreiten können.

Die Anschauungen über den Gebirgsdruck, zu denen wir gelangt sind, beeinflussen ferner unsere Gedanken über den Zustand des Erdinneren. Uns kleinen leichten Dingern mag die Erdkruste fest erscheinen wie etwa ein dicker Brei oder ein Stück Kautschuck oder Leder einem darüber kriechenden Insekt fest erscheint. Wenn die ganze Erde als erstarrt gedacht wird, so wäre sie dennoch durch den Gebirgsdruck und die grosse Ausdehnung der einzig spröden Rinde im Vergleich mit deren unbedeutender Dicke noch lange plastisch genug, der Schwungkraft folgend, eine Abplattung an den Polen zu erzeugen. Die äussere Abplattung der Erde kann durchaus nicht als Beweis für einst flüssigen Zustand der Erde gelten, sondern nur die durch die Pendelversuche etc. nachgewiesene innere Flüssigkeitslagerung der Theilchen.

Unsere Untersuchungen geben uns noch einen anderen Fingerzeig. Wir sind geneigt, die Faltung der Erdkruste als Folge ihres Nachsinkens auf einen schwindenden[1]) Kern zu betrachten. Darnach wäre der faltende Horizontaldruck wie der Druck in einer Gewölbelinie durch die Schwere bestimmter sinkender Gewölbe-, d. h. Rindentheile bedingt. Unsere Festigkeitszahlen zeigen uns, dass das Gewicht eines sinkenden Krustenstückes von blos 10000 M. Dicke, wenn es sich in Horizontaldruck umsetzt, vollständig genügt, die Cohäsionswiderstände der Gesteine vollständig zu überwinden. Es kann ein grosser Theil der Erdrinde sinken und aller Horizontaldruck derselben an einzelne wenige Stellen sich hinstauen; dann haben wir Kräfte, für die die Alpenhebung kaum als entsprechende Leistung genannt zu werden verdiente. So sehr es uns anfangs schwer sein mochte, solche Leistungen den vorhandenen Kräften zuzumuthen, müssen wir jetzt einsehen, dass wenn auf allerlei Weise unterwegs der grössere Theil der Kraft in Ueberwindung von Reibung, in Erzeugung von Wärme etc. aufgezehrt worden wäre, ein kleiner Rest für die Gebirgsbildung noch reichlich genügt hätte.[2])

In einer Zeit, da mächtige Centralmassive von einem Tunnel durchstochen

---

[1]) Deshalb noch nicht nothwendig „flüssigen."

[2]) Verglichen über die Thomson'schen Rechnungen am Schluss des Buches.

werden, liegt die Frage nahe: wie verhält sich der Gebirgsdruck zu einem solchen Tunnel?

Wenn irgendwo im durchstochenen Gebirge eine fortschreitende Verwerfung (Verschiebung) vorhanden ist, so wird sie sich zuerst in peinlicher Weise im Tunnel fühlbar machen. Zonenförmiges Steigen oder Sinken fühlen wir vielleicht im Gotthardtunnel früher als durch Wiederholung von Nivellements an der Oberfläche.

Je tiefer der Tunnel unter die Oberfläche kommt, um so intensiver wird das Gestein gegen die Tunnelhöhlung drängen, denn an deren Wänden ist der Gesteinsdruck einseitig aufgehoben. Ueberlassen wir den Tunnel lange Zeit sich selbst, so werden die Felsen gegen die Höhlung erst in harten Blöcken einbrechen, bis der Tunnel damit erfüllt ist. Das Gefüge des Felsens lockert sich in immer grössere Entfernung von der Tunnelaxe — mehr nach oben, wenn der Tunnel nicht sehr tief unter der Oberfläche liegt, allseitig wenn er sehr tief liegt. Der Tunnelhohlraum möchte sich gewissermassen durch das ganze Gebirge in feinen Fugen gleichförmig vertheilen. Nur die von der Tunnelaxe sehr entfernten Theile, die zugleich tief genug unter der Oberfläche liegen, biegen ohne Bruch gegen den Tunnel hin. Die Trümmer werden zusammengedrückt, in kleinere zerbrochen, die sich immer dichter aneinander schmiegen, die Hohlräume werden immer enger, immer weiter von dem Tunnel aus in's Gebirge hinein vertheilt. Endlich verkitten Sekretionen die Breccie, jeder Hohlraum verschwindet, der Tunnel hat sich wieder geschlossen.

Jeder Fels ist von vielen Fugen durchzogen. An einer aus dem rohen Felsen bestehenden Tunnelwand wird der Gebirgsdruck an keiner Stelle eine Resultirende bilden, die zufällig genau senkrecht auf allen den verschiedenen Gesteinsfugen steht. Es entstehen daher überall Kraftcomponenten in der Richtung der Gesteinsfugen selbst. Diese öffnen die Fugen weiter, verschieben die Gesteinsblöcke an ihren Fugen und drängen sie so tunneleinwärts. Hiezu ist nur so viel Kraft nothwendig, um die Reibung zu überwinden, allein noch lange kein Druck, der die Festigkeit des Gesteines zu überwinden vermöchte. Es können deshalb nur solche Tunnel auf die Dauer ohne Gewölbe gelassen werden, die in sehr gutem Fels und in geringerer Tiefe unter der Oberfläche angelegt sind. Wenn wir den Tunnel in seinem Inneren der Art mit Steinen auskleiden, dass an jeder Stelle die Resultirende des Gebirgsdruckes genau senkrecht auf die Gesteinsfugen fällt, dann entstehen keine verschiebenden Componenten, und es wird keine Zertrümmerung der Tunnel-

wände eintreten können, so lange nicht der auf den Tunnel sich werfende Gesteinsdruck die Festigkeit der Hausteine, mit welchen wir den Tunnel in genannter Weise ausgekleidet haben, übersteigt. Das ist die Theorie des Gewölbes. Ist der Gebirgsdruck grösser als die Festigkeit der Gewölbesteine, so werden diese zwischen ihren Fugen einfach zerdrückt und in den Tunnel hinein erst abbröckeln, endlich das Gewölbe einstürzen.

Da der Gebirgsdruck namentlich bei einem beiderseits über dem Tunnel hoch geschlossenen Gebirge allseitig wirkt, so arbeitet er auch von unten. So lange wir uns in einer Tiefe befinden, wo der Gebirgsdruck noch kleiner ist, als die Festigkeit der Gesteine, wirkt er von unten schwächer als von oben; kommen wir in eine gewisse bedeutendere Tiefe hinab, oder ist das Gestein sehr wenig fest, so kann der Druck von unten und von den Seiten demjenigen von oben fast gleich werden. In solchem Falle genügt ein einfaches Obergewölbe auf die Dauer nicht. Der Boden steigt, es entstehen Schienenbrüche. Es ist hier unumgänglich nothwendig, das Gewölbe vollständig auch unter der Tunnelsohle durch zu schliessen, so dass der Tunnel eine geschlossene ausgewölbte Röhre darstellt.

Wir kommen indessen auch mit einem solchen Tunnel an Grenzen, die in der Festigkeit unserer Materialien begründet sind. Wo der Gebirgsdruck grösser wird, als die Festigkeit der Gewölbesteine, kann auch der vollständig ausgewölbte Tunnel nicht auf die Dauer halten. Wenn die Form des zu durchstechenden Berges bekannt ist, lässt sich der durchschnittliche Gebirgsdruck auf einzelne Strecken des Tunnels ungefähr berechnen und dadurch im Voraus bestimmen, ob der Tunnel überhaupt dauernd halten kann und welches Material als Gewölbestein aushalten wird.[1]) Durchschnittlich 2500 M. tief unter einer ganz breiten beiderseits noch höher ansteigenden Gebirgsmasse ist die Haltbarkeit eines langen Tunnels überhaupt zweifelhaft.

Wenn unsere Theorie vom Gebirgsdruck und der mechanischen Umformung

---

[1]) Der durchschnittliche Druck im Gotthardtunnel entspricht auf etwa 10 Kilometer Länge einer Last von 1000 bis 1500 M. Gneiss-Granit. An einer Stelle tritt der Tunnel 1900 M. unter die Oberfläche. Zur Gewölbemauerung genügt somit der in Verwendung gebrachte Gneiss-Granit vollständig, während Kalkstein nicht ausreichen würde. Es wäre aber entschieden gefährlich, wenn nicht ein vollständiges Gewölbe auf der ganzen Länge und streckenweise selbst ein Sohlengewölbe ausgeführt würde. Prof. Culmann hat auf anderem Wege mit Hülfe der graphischen Statik, indem er ferner die Abrutschwinkel (Maximalböschungen) und die Reibung in Rechnung zog, die Mittel gefunden, den Druck auf ein Tunnelgewölbe zu bestimmen. Seine Resultate stimmen mit unseren Betrachtungen vollständig überein. Vergl. Culmann graphische Statik Aufl. I.

richtig ist, so folgt daraus, dass in einer gewissen Tiefe keine Spalten im Boden mehr möglich sind. Die tiefsten Spalten der Erdrinde sind unserer Beobachtung nicht zugänglich, wir erkennen sie blos aus ihren Wirkungen, den Thermen und den Vulkanen.

Die erste Frage, die wir hier uns vorzulegen haben, lautet: Steht unsere Theorie der Gesteinsumformung nicht mit dem Vorkommen der Thermen in Widerspruch?

Ein Theil der Thermen findet sich in vulkanischen Gegenden. Hierher gehören besonders die Geysir, die die höchsten Temperaturen haben. In vulkanischen Gegenden steigen die Chtonisothermen näher unter die Oberfläche herauf. Wir finden schon in geringen Tiefen, in denen Spalten sehr leicht möglich sind, eine bedeutend erhöhte Bodentemperatur, die zu siedend heissen Thermen führen kann. In nicht vulkanischen Gegenden müssen wir viel tiefer gehen um die den Thermen entsprechende Temperatur zu finden. In über 2000 M. Tiefe unter der Oberfläche besteht wohl fast in den meisten Gegenden der Boden aus frischem Gneiss, Granit, Porphyr und ähnlichen festen Gesteinen. Leere klaffende Spalten sind somit im Allgemeinen bis in eine Tiefe von 2200 bis 2600 M. möglich. Sind die Spalten, wie dies für die Thermenbildung angenommen werden muss, mit Versickerungswasser angefüllt, so wird der Druck des Wassers das Seinige dazu beitragen, die Spalte offen zu halten. Da das Wasser etwa $^2/_5$ mal so schwer ist, wie durchschnittlich die in Betracht kommenden Gesteine, so ist eine mit Wasser erfüllte Spalte noch in einer Tiefe möglich, welche die grösstmögliche Tiefe einer leeren Spalte um $^2/_5$ übertrifft. Eine mit Wasser gefüllte offene Spalte kann somit bis in $2200\ (1 + {}^2/_5) = 3080$ M. oder bis in $2600\ (1 + {}^2/_5) = 3640$ M., in Porphyr, Diorit etc. sogar in $2850\ (1 + {}^2/_5) = 3990$ M. Tiefe reichen. Berechnen wir die Temperatur in diesen Tiefen für eine Gegend von 10° mittlerer Temperatur unter zu Grunde legen von 30 M. Tiefenzunahme für 1° C. Temperaturzunahme, so finden wir:

$$\text{In } 3080 \text{ M. Tiefe} = 10 + \frac{3080-20}{30} = 112°$$

$$\text{In } 3640 \text{ M. Tiefe} = 10 + \frac{3500-20}{30} = 130°$$

$$\text{In } 3990 \text{ M. Tiefe} = 10 + \frac{3990-20}{30} = 142°$$

Gesetzt der Fall, es sei eine allgemeine Erscheinung, dass wie in Speeremberg die Temperaturzunahme mit der Tiefe schwächer wird, und berechnen wir nach den jener Erscheinung Rechnung tragenden Formeln unsere Temperaturen, so erhalten wir stets noch Beträge, welche zur Entstehung der Thermen vollständig genügen.

Die Thermen widersprechen somit unserer Theorie der Gesteinsumformung nicht.

Wie verhalten sich die Vulkane zu der latenten Plasticität der Gesteine in der Tiefe? Auch diejenigen Geologen, welche die vulkanischen Heerde „nicht tief“ sich denken, sind doch wohl alle der Meinung, dass sie unter den Thermentiefen von 3000 M. zu suchen sind. Da noch nirgends ein „vulkanischer Heerd“ blosgelegt beobachtet worden ist, und da es Vulkane auf Gneissunterlage gibt, so müssen die vulkanischen Heerde vielerorts minimum einige Tausend Meter tiefer als die meisten Thermenheerde liegen. Wir kommen hier in Tiefen, wo der Gebirgsdruck vorhandene Spalten schliessen müsste, oder richtiger: gar keine Spalten entstehen lässt.

Hieraus resultirt eine nicht zu läugnende Schwierigkeit für unsere Theorie. Ob die folgenden Betrachtungen sie aufheben oder nicht, mögen andere objectiver zu beurtheilen im Stande sein, als ich selbst.

Ein Vulkanschloth ist nicht eine Spalte im gewöhnlichen Sinne, sondern eine solche, welche durch die eruptive Thätigkeit sich selbst stets neu wieder öffnet. Während langen Zeiten wird sie von heissen Dämpfen durchströmt, welche durch Zersetzung des Gesteines einen lockeren Weg offen behalten. Wenn der Gebirgsdruck einen Vulkanschloth schliesst, so wird dies nicht gleichzeitig und gleich fest an allen Stellen geschehen. Zur Zeit, da schon keine Dämpfe mehr durchströmen können, ist der Vulkanschloth immer noch eine schwache wunde Stelle im Gebirge. Das Gestein rings um den Schloth herum hat sich zertrümmert oder doch gelockert, und wenn die Dämpfe unterdessen explosive Spannung erlangt haben, so werden sie dieselbe immer noch viel leichter durch Wiederöffnen des alten nur in den unteren Theilen etwas verwachsenen Schlothes als durch Schaffung eines ganz neuen im frischen Gebirge zur Ausgleichung bringen können. Das zunächst in Trümmern hineingequetschte Material wird wieder herausgeschossen, der Schloth neu und weiter geöffnet und durch Berührung mit der Lava weiter ausgeschmolzen. Die Wandungen wo sie locker rissig geworden, kräftigen sich durch Injection von Lava. Gerade in dem Wechselspiel von Ruhezeiten und Eruptionen, ferner darin, dass auf eine lange Ruhe eine um so heftigere Explosion mit vorangehenden Erdbeben folgt, endlich darin, dass Vulkane doch nach einer gewissen Zeit vollständig erlöschen, sehe ich den Kampf zwischen Gebirgsdruck und vulkanischer Energie. Wenn ein zufälliges Einstürzen der Schlothwände, ein zufälliges Erstarren von

Lava in denselben immer die Ursache der Ruhezustände wären, so bliebe die merkwürdige Regelmässigkeit, welche einige Vulkane in ihren Eruptionen zeigen, unerklärt. Nicht nur die Zunahme der Dampfspannung, sondern auch das, was dem Entweichen der Dämpfe entgegenwirkt, muss mit einer gewissen Gesetzmässigkeit eintreten, damit die Eruptionen sich in regelmässigeren Zeitintervallen wiederholen. Im Gebirgsdruck als einer constant wirkenden Verstopfungsursache ist die Möglichkeit zur Periodicität der Erscheinung gegeben.

Die reihenförmige Anordnung der Vulkane, die auf lange Spalten hindeutet, widerspricht unserer Umformungstheorie nicht. Wenn diese Linien gewaltigen Brüchen in der Erdrinde entsprechen, so versteht es sich von selbst, dass, wenn sie auch in der grossen Tiefe niemals klaffend geöffnet waren, sondern blos als Verschiebungen, sie doch schwächere Zonen der Erdrinde darstellten, auf welchen es den Dämpfen und Erschütterungen der Tiefe viel eher als anderwärts gelingen musste, Auswege zu erzwingen.

Der Mallet'schen Theorie der vulkanischen Erscheinungen geschieht vielleicht durch unsere Betrachtungen kein wesentlicher Eintrag, wohl aber müssen wir im Vorbeigehen uns einer anderen weit geglaubten Anschauung entgegenstellen. Eine grosse Zahl von Geologen nehmen an, dass das Meerwasser in Tiefen eindringe, wo die Temperatur über 1000 Grade beträgt, dass es dort Umschmelzungen der Gesteine zu Lava hervorbringe und die Eruptionen erzeuge. Wenn wir die Gründe für diese Anschauung mit aller Sorgfalt durchgehen, so finden wir darunter keinen einzigen, der nicht zweideutig wäre. Mit welchem Rechte spricht man dem ursprünglichen Erdmagma einer gewissen Tiefe den Gehalt an Substanzen ab, welche an das Meer erinnern? Müssen sie nicht dort viel ursprünglicher vorhanden gewesen sein als im Meere? Bevor ich irgendwie Stellung in der Frage gefasst hatte, hat mich die gewissenhafteste Prüfung aller in der Literatur zu findenden und eigener Beobachtung entnommenen Gründe für und gegen stets schwankend gelassen.[1])

---

[1]) Es ist eine Sünde an der Wissenschaft, deren böse Folgen in Misscreditirung derselben nicht ausbleiben, wenn über die streitigen noch unreifen Fragen in öffentlichen Vorträgen vor dem Publikum gestritten wird und Behauptungen aufgestellt werden. Das Publikum muss besser gereifte Früchte haben. Gegen objective historische Darstellung des Standes einer ungelösten Frage mit Hinweisung auf die Wege zur Lösung haben wir nichts einzuwenden, allein solcher Objectivität sind wenige fähig. Oeffentliche Vorträge wie diejenigen von Falb muss ich bei aller Achtung vor den Untersuchungen dieses Forschers missbilligen. In noch höherem Grade bedaure ich Vorträge wie der bekannte von Carl Vogt über die Vulkane in der „Sammlung öffentlicher Vorträge gehalten in der Schweiz" und andere mehr. Solche Reden verwirren anstatt Klarheit zu geben.

Dass der Gebirgsdruck in solche Tiefen, wo Lavahitze herrscht, kein Wasser mehr eindringen lässt, dass schon viel weniger tief alle Spalten und sonstigen Wasserwege geschlossen, verquetscht oder niemals vorhanden gewesen sein müssen, ist nach unseren Erörterungen selbstverständlich. Es ist undenkbar, dass Wasser der Oberfläche in Tiefen über 5000 M. unter das durchschnittliche Niveau der Oberfläche eindringe. Die „vulkanischen Heerde“ sind vom Meerwasser abgeschlossen.

Hier widersprechen wir mit unserer Gesteinsumformung nicht einer beobachteten Thatsache — die Theorie müsste sich vor Thatsachen beugen; — wir widersprechen nur einer Annahme, die stets unbewiesen geblieben ist, die weder durch die Beobachtung noch durch die kritische Logik genügend gestützt ist. Unter diesen Umständen sind wir allerdings der Meinung, dass unsere Anschauung vom Gebirgsdruck und der Gesteinsumformung kräftiger und gesunder ist und deshalb berechtigt, die andere zurückzustossen.

Abschnitt II.

Die Centralmassive der Alpen.

Es ist bis auf den heutigen Tag den Alpengeologen unmöglich gewesen, zu einer übereinstimmenden Anschauung über die Entstehung der krystallinischen Centralmassive und ihr Verhältniss zur Faltung der Sedimentgesteine zu gelangen — und doch liegt hierin der Kernpunkt aller Erklärung von der Entstehung der Alpen. Die Unklarheiten hierüber gipfeln gegenwärtig in der Frage:

Sind die Centralmassive theilweise Eruptivgebilde, welche activ die Hebung der Alpen erzeugt haben, während die Sedimente sich dabei ganz passiv verhielten;

oder *hat eine Kraftwirkung, welcher beide gleich passiv gegenüberstanden, beide in gleicher Weise zu Gebirgsketten aufgethürmt?*

Wir können diese Fragen auch anders fassen: *Ist die Structur der Centralmassive in der Lage entstanden, in welcher wir sie beobachten, oder haben mechanische Vorgänge sie in diese Lage gebracht?*

Es gibt bekanntlich viele Stellen in den Alpen, wo die Schichten der Sedimente mehr oder weniger horizontal auf den Köpfen der meistens steil stehenden Schiefer und Platten der krystallinischen Silicatgesteine liegen, und wo beide somit einander ganz *discordant* berühren (z. B. Reussthal bei Erstfeld, untere Sandalp, Aiguille rouge, nach Studer am Roththal, an der Jungfrau etc.). Andere Stellen gibt es, wo die Sedimente sich steil und vollständig *concordant* an die Gesteine der Centralmassive lehnen (z. B. Val Puntaiglas, Urserenthal, Bedretto, Chamounix). Legt man auf das erstere mehr Gewicht, und ist man davon überzeugt, dass die Centralmassive das hebende und seitlich auf die Sedimente pressende Princip bei der Bildung der Alpen waren, so kommt man zu der Ansicht, welche seit langer Zeit Studer vertritt: „Dass der Gneiss (d. h. die Gesteine der Centralmassive) als eine weiche teigige Masse das Kalkgebirge an seinen Rändern umwickelt und

bedeckt habe, dass ferner seine Schieferung wie die regelmässige Zerklüftung der Basalte und Porphyre und mancher Granite erst mit seiner Erstarrung eingetreten sei.[1])

Betont man hingegen die in zweiter Linie aufgeführten Lagerungsverhältnisse stärker, so gelangt man mit Favre, Lory und anderen dazu, die Schieferung der Gesteine der Centralmassive als ursprünglich horizontal aufzufassen und schreibt dann die Aufrichtung derselben den gleichen Ursachen zu, welche auch gleichzeitig die Sedimente aufgerichtet haben. Die Centralmassive erscheinen dann als Falten der Erdrinde unabhängig vom Auftreten von Eruptivgesteinen und ganz analog denjenigen der Sedimente, die Fächer als aufgebrochene Gewölbe.

Wir suchen in diesem Abschnitte nach Beobachtungen, die zu entscheiden im Stande sind, welche von den beiden genannten Theorien der Alpenbildung mit der Wahrheit in Uebereinstimmung steht. Jede steht in gleicher Weise auf den ersten Blick mit den Thatsachen in Widerspruch, denn jede ist zunächst aus einseitiger Betonung der einen und Nichtachtung der anderen Art von gegenseitiger Lagerung der Sedimente und krystallinischen Silicatgesteine hervorgegangen. Allein die Thatsachen können sich nicht widersprechen, der Widerspruch liegt nur in der Unvollkommenheit unserer Erkenntniss. Weil der jetzige Stand unseres Wissens eine dritte Theorie der Alpenbildung fast undenkbar macht, muss wohl für die eine der genannten Anschauungsweisen der Widerspruch mit den Thatsachen ein blos scheinbarer sein; er wird sich lösen. Mit dieser Hoffnung unternehmen wir unsere Untersuchung.

Die Reflexionen und Untersuchungen von Lory[2]) suchen die letztere der beiden Ansichten mit den ihr widersprechenden Fällen, wo die Sedimente discordant auf den krystallinischen Gesteinen liegen, zu versöhnen. Lory glaubt nämlich Beweise für eine zweimalige Dislocation in den Alpen gefunden zu haben. Die älteren Gesteine bis und mit der Steinkohlenformation waren schon theilweise auf-

---

[1]) Vergleiche als neueste Arbeit hierüber: B. Studer, „Gneiss und Granit der Alpen," Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1872 und „Geologisches vom Aargletscher, Berner Mittheil. 1874." Ich citire im Allgemeinen lieber die neuesten Schriften der betreffenden Forscher, indem nur hier die Ansichten zu finden sind, auf welche wir uns heute beziehen müssen, und wir oft einem Forscher Unrecht thäten, wenn wir ihm die Ansichten, die er früher aussprach, auch heute noch unverändert unterschieben würden. In diesem Falle finden wir zwar die gleichen Aussprüche schon in den Arbeiten von 1839.

[2]) „Structure des Massifs centraux des Alpes" im Bull. de la Soc. Géol. de France III. Serie T. I.

gerichtet und an der Oberfläche erodirt, als die Trias sich über dieselben horizontal ablagerte. Eine zweite nachmiocene Faltenbildung erzeugte dann die Biegungen der sekundären und tertiären Gesteine. Wir kommen am Schlusse dieses Abschnittes auf Lory's Ansichten zurück.

Studer unterschiebt irrthümlich allen denjenigen, welche die Schieferung der krystallinischen Gesteine in der Hauptmasse als ursprünglich horizontal ansehen, die Meinung, dass diese Schieferung oder Plattung eine wirkliche Schichtung, entsprechend derjenigen der Sedimentgesteine sei. Es mag diese Schieferung theils eine Erstarrungsstructur, theils eine durch Druck erzeugte Structur, theils vielleicht wahre Schichtung, oder wahre Schichtung mit Structur combinirt sein. Mögen diese Gesteine zum Theil erste Erstarrungskruste der Erde, zum Theil „metamorphische" Gesteine oder Sedimente sein — dies alles ist vollständig gleichgültig für das Wesentliche unserer Anschauung: Dass später durch Horizontaldruck diese Structur in grossen Falten, den Centralmassiven, vertikal gestellt worden ist. Der Streit um die „metamorphische" Natur mancher dieser Gesteine hat somit für die in diesem Abschnitt ausgeführten Ansichten ebenfalls glücklicherweise nur einen ganz sekundären Werth. Wahrscheinlich liegt die Structur der alten „ächt plutonischen" Gneisse, wie z. B. Skandinavien zeigt, ursprünglich nahezu horizontal.[1])

In der Ueberzeugung, dass allein die ganz genaue geognostische Detailuntersuchung zur Aufklärung der angeführten Fragen beitragen könne, habe ich mich bemüht, besonders in der Tödi-Windgällen-Gruppe möglichst viele einschlägige Beobachtungen zu machen und hoffe, dadurch der Lösung näher gerückt zu sein. Es gewährte mir eine unerwartete freudige Ueberraschung, in der Abhandlung von Suess „Die Entstehung der Alpen" zu sehen, dass der Verfasser durch Beobachtungen in ganz anderen Gegenden in manchen Dingen genau zu den gleichen Resultaten gelangt war.[2])

[1]) Vergleiche ferner S. 399 im citirten Aufsatz von Lory.

[2]) Die „geognostischen Mittheilungen aus dem Quellgebiete des Rheines" (Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. Bd. XIV etc.) von G. vom Rath haben für unsere Untersuchung, was Beobachtung und noch viel mehr was Schlüsse betrifft, wenig Werth, indem wir dort mit einzelnen guten Beobachtungen gemischt beständig Irrthümern begegnen, welche ihre Ursache darin haben, dass der Verfasser die Gegenden nur rasch und flüchtig durchstreifte.

A. Die alpinen Eruptivgesteine, ihr Alter.

Der Porphyr der Windgälle. (Taf. IV Profil I, II, IIb, III und IV, vergleiche I. Theil S. 34 und 97.) Noch im Jahr 1870 war für Escher die Lagerung dieses Porphyres „ein Räthsel.“ In seinem Reisebuche lesen wir folgende Stelle: „Er steckt ganz im weissen Jurakalk von diesem umgeben, und es ist unsicher, ob er sich in denselben verliere, ob er plutonisch oder metamorphisch sei.“ Escher hatte die Lokalität in den 40er Jahren zusammen mit Dr. Lusser besucht, und beide hielten sonderbarer Weise den Gipfel der kleinen Windgälle, freilich ohne ihn erstiegen zu haben, für Hochgebirgskalk. Ich untersuchte den Windgällenstock zuerst im September 1871 und später noch zu wiederholten Malen.

Stellen wir uns in Gedanken auf die Alpnoverplatten, südlich des grossen Ruchens (vergl. Karte oder Profil IV und V). Sie sind sericitische, feldspathhaltige Schiefer, die vielleicht zur Casannazone gehören, da sie bei den Staffelalpen in ununterbrochenem Zusammenhang mit den krystallinischen Massen der Tiefe des Maderanerthales stehen, vielleicht aber müssen sie als eine dem Verrucano zuzurechnende Einlagerung in derselben aufgefasst werden. Gehen wir von hier in westlicher Richtung, so bleiben wir ununterbrochen, stellenweise Deckung durch kleine Gletscher abgerechnet, auf diesem Alpnoverplatten-Gestein südlich von dem steilen Abbruch des Kalkkammes. Das Gestein wird bei diesem Vorgehen gegen West allmälig noch heller, dichter und durchscheinender, seine schiefrige Structur weicht mehr und mehr einer porphyrischen, indem Quarzkörner einzeln ausgeschieden sind. Zugleich durchziehen massenhaft krumme Quarzadern das Gestein. Die tieferen Partien zunächst über dem braunen Jura der Staffelalpen sind noch deutlich mit 25° Südfall schiefrig, die oberen schon viel stärker porphyrisch. Endlich, unmittelbar südlich des Kalksteilabsturzes der grossen Windgälle stehen wir auf dem ächten Windgällen-Porphyr und können denselben bis auf den Gipfel der kleinen Windgälle verfolgen. Der Windgällen-Porphyr gehört also jedenfalls mit den krystallinischen Schiefern zusammen. Ob er ein Eruptivgestein in denselben, oder ob er bloss eine durch porphyrische Structur ausgezeichnete Varietät derselben ist, dies zu entscheiden war mir unmöglich. Die mikroscopische Fluidalstructur, die absolut massige Ausbildung und der ganze petrographische Habitus, sowie die stellenweise deutliche prismatische Absonderung sprechen entschieden für das erstere, der Uebergang in die Alpnoverplatten kann durch Quetschungen verwischt worden sein.

Gänge des Porphyres in den krystallinischen Schiefern konnte ich nirgends finden, wohl aber findet man hie und da eckige Bruchstücke einer grünen, manchen Varietäten des Windgällen-Porphyrs sehr ähnlichen Felsart in dem schiefrigen Gestein der Alpnoverplatten eingeschlossen. Am „Furggeli“ („Gemsfurggeli“ nach Lusser und Escher, Profil III) sehen wir, dass der Porphyr an seiner Unterlage allmälig schiefrig wird, es folgen abwärts undeutliche Gneisse, und dann schwarze oft etwas Anthracit führende, oft bunt angelaufene Thonschiefer und Thonglimmerschiefer, die manchmal etwas conglomeratisch werden und meistens hier wellig zusammengedrückt und stark gequetscht sind; — es sind die Schiefer der Steinkohlenformation, ganz gleich ausgebildet wie am Bifertengrätli, am Gliemsgletscher und anderen Orten. Unter den schwarzen Schiefern und vollkommen parallel mit denselben, in ziemlich horizontaler Lage folgen am Furggeli die Echinodermenbreccie und der Eisenoolith des braunen Jura mit vielen Belemniten und auch einigen Ammoniten und Austern. Steigen wir von dieser Stelle der oberen Eisengrube abwärts gegen Oberkäsern (Profil II), so kommen wir auf Hochgebirgskalk und selbst auf Eocen, die alle der schiefrigen Unterlage des Porphyrs parallel gelagert sind. Die Sedimentformationen liegen somit hier in verkehrter Reihenfolge. Escher und Lusser hatten dies nicht erkannt, sie sprechen zwar wiederholt, aber nur mit Unsicherheit, von Umbiegungen. Erst tiefer unten folgen die Schichten in normaler Lagerung. Das normale und umgekehrt gelagerte Schichtensystem ist durch eine grosse, mit der Convexität nach Süd gekehrte Biegung verbunden (I. Theil S. 97 und fg.). Hier an der Windgälle sind die Kalkformationen gerade so wie am Wetterhorn und am Mettenberg, mit denen sie in der gleichen Zone liegen, nördlich über sich selbst zurückgelegt, und das Knie der Biegung ist von den Gesteinen des Centralmassives der Art umhüllt, dass diese auf die Sedimentformationen hinauf zu liegen kommen. Dem Gipfel des Mettenberg und Mönch entspricht der Gipfel der kleinen Windgälle, der nach seinem petrographischen Charakter offenbar noch viel eher eruptiver Natur ist als die ersteren. Der einzige Unterschied beruht in der Art der Entblössung durch Verwitterung und Erosion. Denken wir uns ein Längsthal vom Berglistock über den Zäsenberg, das den Vieschergrath durchschneidet, so würde dieses genau dem Maderanerthal entsprechen.

Wie alt ist nun der Windgällen-Porphyr? Wie alt die Zurückbiegung und Umhüllung der Kalkformationen?

Escher und Lusser sagen, dass der Porphyr nirgends in die umgebenden

Kalkformationen gangförmig eindringe, dass überhaupt aus seiner Lagerung eruptive Natur nicht gefolgert werden könne. Ich habe die Gesteine, welche den Porphyr umgeben und berühren, fast überall, wo es möglich war den Contact zu erklettern, untersucht und kann in Folge davon diese Aussage in vollstem Maasse bestätigen. Der Porphyr grenzt gewöhnlich ganz scharf an die Kalkformationen ab, ohne dass die letzteren irgendwelche Contactmetamorphosen zeigten, wie dies sonst bei Porphyren, welche ältere Gesteine durchbrechen, in anderen Gegenden, z. B. in den Umgebungen von Christiana der Fall ist.[1]) Er erfüllt mit einer diesen Schichten ganz parallelen Unterlage das muldenförmige Becken zwischen der grossen und kleinen Windgälle, welches hier der braune und weisse Jura bilden. Westlich vom Gemsfurggeli fehlen die Kohlenschiefer fast gänzlich, dafür finden wir an einigen Punkten etwas Röthikalk zwischen dem Porphyr und dem braunen Jura, meist aber stehen die Schichten des braunen Jura dort in directer Berührung mit dem Porphyr. In der Mitte zwischen der grossen und kleinen Windgälle schneidet die Grenze in steil gegen Nord aufgebogenen Schichten den Hauptkamm. Hier bilden die rostrothen und gelben Schichten des braunen Jura und der Schiltkalke (Birmensdorferschichten) das Rothhorn, und etwas südlich davon baut der Porphyr einen zerrissenen, wilden, dunkelroth und grün gefleckten Felszahn, das Schwarzhorn. Zwischen beiden, in engem Felskamin finden wir den gut entblössten Contact (Profil IIb). Beim Porphyr beginnend, haben wir nach unten folgende Gesteinsreihe:

Erstens hellgrauer, an den Kanten durchscheinender Felsitporphyr mit spärlichen, kleinen, rothen Feldspathkrystallen und glashellen Quarzkörnern. Zweitens folgen, den Porphyr unterteufend, mit Südfall, die Schichten des braunen Jura in Form sehr petrefactenreicher Eisenoolithe und Echinodermenbreccien (vergl. I. Theil S. 63 und Profil IIb 3 bis 8), dann die gelbfleckigen Schiltkalke (9) und endlich die grosse Masse des Hochgebirgskalkes (10).

Die unteren Lagen der Echinodermenbreccie und des unteren Eisenoolithes enthalten hier an manchen Stellen eine Menge von ächten Porphyrgeröllen (vergl. Profil IIb 3). Es bestehen dieselben aus der gleichen, schönen, durchscheinenden Porphyrvarietät, die wir zwischen Rothhorn und Schwarzhorn, nahe am Contacte mit den Kalkformationen überall finden. Die Gerölle sind meistens vollständig gerundet und von ziemlich glatter Oberfläche. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 1 und 60 Centimeter. Oft berühren sie sich, während

[1]) Vergl. Albert Heim „über Eruptivgesteine," Vierteljahrsschrift der Zürcher naturforsch. Ges. 1872.

die gebliebenen Lücken mit Echinodermenbreccie und Eisenoolith erfüllt sind, in welchem prachtvoll erhaltene Petrefacten stecken (vergl. I. Theil S. 63 und 64). Der Porphyr musste also schon vor der Ablagerung des braunen Jura erstarrt vorhanden gewesen sein, damit seine Gerölle von dieser Formation eingeschlossen werden konnten. Während wir durch das Fehlen der Contactmetamorphosen und der Gänge blos den negativen Beweis für das höhere Alter des Porphyres besassen, liefert uns diese Beobachtung den positiven. Endlich sei erwähnt, dass die wahrscheinlich permischen Sernifitconglomerate am Walensee und im Gebiete des Sernfthales stellenweise Brocken von einem Porphyr einschliessen, welcher demjenigen der Windgälle ganz ähnlich ist.

Welchen Alters ist der Vorgang, der den Windgällen-Porphyr in seine jetzige Lage gebracht hat?

Der Porphyr liegt mit seiner unteren Fläche dem braunen Jura parallel. Dieser wurde in eine gewaltige liegende Falte gestaut, welche in ganz gleicher Weise die Schichten des weissen Jura und die eocenen Schichten mitbetrifft. Unter der ganzen kleinen und grossen Windgälle durch gehen eocene Gesteine, über und unter welchen die älteren Sedimente in verkehrter, beziehungsweise normaler Reihe folgen. Der alte vorjurassische Porphyr krönt einen Berg, durch den 700 bis 800 Meter tiefer eine eocene Schicht durchsetzt. Die ganze Faltenbildung der Windgälle ist also jünger als Eocen. Miocenschichten finden sich hier nicht. Es fehlen hier lokal die directen Beweise dafür, dass die Windgällenfalte auch jünger als Miocen sei, wie die Hauptalpenfaltung es ist.

Der Porphyr ist also nicht dadurch auf den Gipfel der kleinen Windgälle gekommen, dass er die Kalkformationen durchbrochen hätte, sondern er ist älter als diese. Er gehört vielleicht einem älteren Gebirge an gleicher Stelle an, das aber zur Zeit des braunen Jura schon wieder theilweise unter das Meer gesunken war. Seine jetzige Lage muss er offenbar *passiv* durch die gleichen Vorgänge erlangt haben, welche das Eocen in diese Höhe und Lage brachten. Er hat bei der Hebung der Alpen sich nicht anders als irgend eine Sedimentformation verhalten. *Er ist älter als die Erhebung der Alpen*, er steht mit derselben in keinem ursächlichen Zusammenhange und wurde bei der Faltenbildung nur mitgerissen, weil er sich zufällig hier befand.[1])

[1]) Vom Rath nennt den Windgällen-Porphyr: „ein interessantes Beispiel von Gesteinsmetamorphose.“

Die Spilite, Variolite, Melaphyre der Centralalpen. Im Verrucano der Brigelserhörner,[1]) besonders am Piz Dedent stecken Lagen eines massigen, fast dichten Hornblende- oder Augitgesteines, das vielleicht als ein Diorit oder Diabas aufgefasst werden muss. Im Verrucano (Sernifit) des Kärpfgebietes, ferner auf der Alp Ladral, deren Thal unterhalb Brigels bei Waltensburg gegen den Vorderrhein sich öffnet, hat Escher viele, vollkommen parallel zwischen die Bänke des Conglomerates eingelagerte Massen von violettem Melaphyr und „Spilit" gefunden. Ganz die gleichen Gesteine finden sich auf der Alp Quader und südlich der Alp Robi an der Südseite des Kistenpasses. Wo der Sernifit gehoben ist, sind es auch die eingeschlossenen Spilite,[2]) nirgends aber greifen sie gangförmig in jüngere Gesteine über. Ein merkwürdiger, ähnlicher Mandelstein, den Escher ebenfalls entdeckte, bildet einen Lagergang im Schrattenkalk der Roggenfluh bei Iberg. Es finden sich bei Zürich nicht selten Stücke davon als Sihlgeschiebe zusammen mit erratischen Spiliten des Sernfgebietes. Das vereinzelte Vorkommen dieser Eruptivgesteine und ihre Lagerung zeigt deutlich, dass sie in ihrer Bildung *älter* sind als die Alpen und nicht activ bei der Erhebung derselben gewirkt haben können.

Granit, Syenit, Diorit. Wir haben früher im Gebiete der Tödi-Windgällen-Gruppe des Syenites und besonders des weissen Granites gedacht, welche gangförmig den „Puntaiglasgranit," Gneisse und andere krystallinische Schiefer durchsetzen. Allein nirgends greifen diese Gänge in den Röthikalk, geschweige in die jurassischen Gesteine über. Von Contactmetamorphosen ist auch da nichts zu sehen, wo, wie z. B. an der „Kehle,"[3]) Syenit und Röthidolomit einander ganz nahe treten.

Ganz ähnliche Gänge weissen Eruptivgranites, ferner Diorites, Syenites etc. kennt man von tausend anderen Stellen der Alpen. Escher, Favre, Studer, Theobald und viele andere haben solche aus vielen Gebieten der Alpen beschrieben[4])

Es liegt aber für denjenigen, der die Verhältnisse dieses Porphyrs kennt, nicht ein einziger Grund vor, denselben anders wie einen ächten Felsitporphyr anzusehen. Der „Metamorphismus" ist ein Schlagwort geworden, mit welchem man sich überall zu helfen geneigt ist, wo man eine Erscheinung nicht zu erklären versteht.

[1]) Vergleiche auch Theobald, Jahresbericht der nat. Ges. von Graubündten, Neue Folge XIII 1867—68 S. 127. Ferner dieses Werk I. Theil S. 131 und an anderen Orten.

[2]) Vergl. Taf. II.

[3]) Südlich vom Piz Urlaun I. Theil S. 16 und Taf. V Prof. IX b.

[4]) Studer, Berner Mittheilungen 1874, „Geologie der Schweiz" etc. Favre „Recherches géologiques dans la Savoie etc." III 145 etc.

und zum Theil ihr Eingreifen in die Gneisse durch Zeichnungen erläutert. Allein bis heute ist noch kein einziger Fall aus den Alpen nachgewiesen, wo diese Eruptivgesteine in jüngere Gesteine als die krystallinischen Schiefer eingreifen, nirgends sind dieselben nachweisbar jünger als die Sedimentärformationen, überall viel *älter* als die Hebung der Alpen. Es können somit diese Granite etc. bei der Hebung der heutigen Alpen *unmöglich activ* mitgewirkt haben.

Unsere Tödi-Windgällen-Gruppe speciell betreffend finde ich noch Aeusserungen von drei Geologen, welche unseren Resultaten entgegenstehen, es ist nothwendig, mit zwei Worten auf dieselben einzugehen.

Im XIV. Band der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft S. 527 finden wir folgenden Satz:[1]) „Da dem Augenschein überzeugende Kraft beizuwohnen pflegt, so redet laut für eine eruptive Entstehung des Puntaiglasgesteines der Piz Tumbif über Trons. Von welchem Standpunkte wir diese Gebirgsmasse betrachten, unabweislich ist die Ueberzeugung, dass das grobkörnige krystallinische Gestein die Emporhebung der Kalkschichten bewirkt habe . . . .“ Mich freilich lehrte der genaue Augenschein, wie ich ihn von zahlreichen entfernten Standpunkten gewann und durch viele Tage langes Herumklettern am Tumbifstocke bestätigte, das gerade Gegentheil. Freilich hob das Puntaiglasgestein den Jurakalk, allein nicht selbstthätiger als z. B. der braune Jura den weissen, und dieser die Kreideschichten hob. Es ist weder Escher, noch Theobald, noch mir gelungen, irgend welche directen oder indirecten Beweise für die eruptive Natur des Puntaiglasgranites zu gewinnen, auch der citirte Aufsatz erwähnt keine; wohl aber kann man nachweisen, dass der Puntaiglasgranit älter als der weisse Ganggranit ist, und dieser wiederum älter als der Absatz der sämmtlichen dortigen Kalksteinformationen und viel älter als deren Hebung ist. Escher („Gemälde der Schweiz, Kanton Glarus“ von Heer und Blumer, Abschnitt „Gebirgskunde“ von Escher, S. 21) hat betont, dass der Hochgebirgskalk der inneren, nahe an den Centralmassiven gelegenen Gebirgsmassen dünnschichtiger und heller grau sei und ein fein krystallinisches Gefüge, nicht selten mit talkigen Ablosungen besitze, während der-

---

[1]) Auf S. 526 heisst es dort: „Es ist niemals bezweifelt worden und kann nicht bezweifelt werden, dass der Granitgneiss der Schöllenen und des Gotthard jünger ist und später seine Lagerung angenommen hat, als das Juragebirge bei Amsteg.“ Für diese, durch ihre Unfehlbarkeit erstaunliche Behauptung suchen wir aber im ganzen Aufsatze vergebens selbst nach dem blossen Schatten eines Beweises.

jenige der äusseren Ketten vollständig dicht und dunkel schwarzblau erscheine. Er war geneigt, das letztere als die ursprüngliche Beschaffenheit, das erstere hingegen als spätere Umwandlung, ausgegangen von den krystallinischen Gesteinen, aufzufassen. Escher setzt zwar hinzu, dass „Massen dunkelblauen, fast dichten Kalksteines sich übrigens stellenweise auch ziemlich nahe den krystallinischen Felsarten finden." Studer, der doch ein entschiedener Anhänger metamorphischer Erscheinungen, erzeugt durch die Centralmassive ist, drückt sich (Geologie der Schweiz I 183) folgendermassen über die entsprechenden Verhältnisse im Roththal (Jungfrau) aus: „man findet auch leicht nahe an der Grenze wenige Linien dicke Kalkschiefer mitten im Granit, die keine Spur plutonischer Einwirkung tragen." Weil das krystallinische Gefüge des Kalksteines aber ganz nahe am Contact gegen die krystallinischen Gesteine meistens durchaus nicht zunimmt und hier nicht ausgeprägter ist, als in 200 bis 500 M. Entfernung, weil es auch stellenweise in grosser Entfernung vom Centralmassive auftritt, so ist Escher selbst mehr und mehr zu der Ansicht gekommen, dass es sich hier um einen gewöhnlichen ursprünglichen petrographischen Gesteinswechsel handeln möchte, oder, wenn ein chemisch- oder mechanisch-metamorphischer Vorgang mit im Spiele gewesen sei, es doch viel zu gewagt sei, sich denselben von den Centralmassiven abhängig zu denken. Wer die klaren echten Contactmetamorphosen von Schottland oder Norwegen gesehen hat, wird sich wundern, dass in den Alpen nicht wie dort die Umwandlung um so rascher zunimmt, je näher wir an das krystallinische Gebirge treten. Ferner dürfen wir nicht vergessen, dass zwischen diesen fraglich umgewandelten Hochgebirgskalken und dem Centralmassive noch petrefactenreiche Schichten des braunen Jura liegen, welche meist genau gleich aussehen wie in mehreren Stunden Entfernung vom Centralmassive; die metamorphische Wirkung müsste dieselben gekreuzt haben, ohne sie zu verändern. An der Furkastrasse ist der Hochgebirgskalk, welcher muldenförmig zwischen dem Finsteraar- und Gotthardmassiv liegt, nicht verändert; in dem viel tieferen Niveau bei Andermatt und im Gotthardtunnel hingegen, wo er viel enger gequetscht ist, ist er zu Marmor geworden. Seine Entfernung von den Feldspathgesteinen ist da wie dort die gleiche.

In den „Denkschriften der allg. schweiz. naturf. Ges." Bd. III 1839 S. 6 zeigt sich Escher ebenfalls geneigt, talkige Ablosungen, salinische Structur und bunte Färbungen des Hochgebirgskalkes als Contactmetamorphosen, durch die Feldspathgesteine erzeugt, zu betrachten; allein er fährt dann gleich fort, dass dieselben

von Studer „sogar in den von der Centralkette entfernteren Gebirgen der Simme und Saane und der Stockhornkette nachgewiesen worden sind."

Dr. Baltzer veröffentlicht soeben in dem „Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1877" nähere Untersuchungen „über die Marmorlager am Nordrande des Finsteraarhornmassives." Auch er ist zu der Ansicht gelangt, dass die Marmorisirung des Hochgebirgskalkes unmöglich von den Feldspathgesteinen abhängig gemacht werden kann, und führt dieselbe auf mechanische Metamorphose zurück: „Lager von umgewandeltem Marmor bedeuten Stellen stärkeren Druckes" während der Faltung der Alpen. Der latentplastische oder flüssige Zustand, in welchen in gewisser Tiefe der Gebirgsdruck das Gestein versetzt, macht es für mich leicht denkbar, dass die so ermöglichte Beweglichkeit der Theilchen von den Krystallisationskräften benutzt wird, doch bleibt dies zunächst eine Hypothese.

In unserer Tödi-Windgällen-Gruppe werden die Kalke an manchen Stellen marmorartig und gleichzeitig ihre Farbe hell weiss, gelb oder rosa. Baltzer hat im Berner Oberland gefunden, dass der Marmor verschiedenen Stufen angehört, und ganz unregelmässig vorkommt, dies ist auch hier der Fall. Im Hintergrund des Limmerntobels und am Sandgletscher finden wir rosafarbene, oft etwas Glimmer und Talk enthaltende schiefrige Marmorlager an der Basis des Hochgebirgskalkes und stellenweise noch im oberen braunen Jura, auf dem Selbsanft, am Tödi und der Windgällenkette enthalten die obersten Schichten des Hochgebirgskalkes weissliche, fein krystallinische Marmore. Am Nordabhang der Claridenkette und des Scheerhornes finden wir ganz ähnliche zwischen Nummulitenbänken, und am Griesstock zeigen die wahrscheinlich zum Schrattenkalk gehörenden Kalke unter der Gaultschicht, welch' letztere stark transversal geschiefert ist, so wie die Troskalke ebenfalls starke Marmorisirung. Die letztgenannte Lokalität, sowie einige Stellen am Nordgehänge des Val Frisal sind noch aus einem anderen Grunde von hervorragendem Interesse. Die zahlreichen Bivalven und Korallen sind ebenfalls marmorisirt, und verlaufen mit verwischten Grenzen in das helle feinkörnige Gestein. Hierin liegt der Beweis für eine spätere Marmorisirung, denn bei einem ursprünglich marmorartigen Absatz aus dem Meere wären die Thierschalen als gewöhnlicher Kalk geblieben, und ihre Umrisse nicht in so sonderbarer Weise verwischt worden. Im Gebiet der Doppelfalte (Alp Ranasca, Ruschein, Nagiens, Sagoin etc.) finden wir im umgekehrten Mittelschenkel (I. Theil S. 187, 188, 197, 198, 199) weit entfernt von allen krystallinischen Silicatgesteinen ausgezeichnete theils zum Jura,

theils zur Kreide gehörende Marmorlager mit marmorisirten Petrefacten; dies sind Stellen, wo die mechanische Umformung des Gesteines eine ganz ausserordentlich bedeutende war. Die Marmorisirung nimmt in der Tödi-Windgällen-Gruppe nirgends mit der Annäherung an das Centralmassiv zu, sondern ist ganz unregelmässig vertheilt. Sie findet sich z. B. am Griesstock in 5 Kilometer Entfernung vom Centralmassiv viel stärker ausgeprägt, als ob dem Hüfiälpli, am Catscharauls, am Nordabhang der Brigelserhörner, zwischen Piz Urlaun und Piz Ner bei blos 10 bis 100 M. Entfernung oder im unmittelbaren Contact mit den Feldspathgesteinen. Zwischen beiden Windgällen finden wir sehr nahe am Contact mit dem Porphyr eine Lage Eisenoolith in ihren kalkigen Theilen stark marmorisirt, allein schon eine ältere Bank und die marmorisirte enthalten Gerölle des gleichen Porphyres; hier also ist der Absatz, geschweige die Metamorphose des Sedimentes jünger als das Erkalten des Porphyres. Wir dürfen also niemals diese Metamorphose von dem Centralmassive ableiten, wenn wir auch die Ursache der Marmorisirung noch nicht mit voller Sicherheit anzugeben vermögen.

Theobald sagt (Jahresbericht der naturforschenden Gesellschaft Graubündten XIV. Jahrgang S. 127) vom Gewölbe des Limmernbodens: „Wer an der hebenden Wirkung der krystallinischen Gesteine zweifelt, mag sie hier anschauen . . . . . In hohen Bogen wölben sich die Sedimentgesteine darüber hin, vielfach zerrissen und zersprengt, doch in parallelen Linien dem Relief der krystallinischen Gebilde folgend.“ Ich habe, seitdem ich Escher und Theobald 1868 in den Limmernboden begleitete, diesen Ort noch zweimal besucht, um nach Beweisen für die Anschauung von Theobald zu forschen, ich fand aber keine solchen. Theobald hatte seinen Schluss aus dem allgemeinen Eindruck gezogen, den dieser Anblick auf ihn machte, aber nicht aus Contact oder Gangerscheinungen. Mir scheint, er verwechselte hier Ursache und Wirkung: wir finden in den Alpen zahlreiche ähnliche Schichtengewölbe, in deren Grunde keine krystallinischen Gesteine sich befinden; die Erhebung ist demnach nicht von solchen abhängig, ihre Ursache muss anderswo liegen.

Wenn die Granite und Gneisse der Alpen in weichem Zustande aufdringend die Sedimente gehoben und gefaltet hätten, wie wäre es anders möglich gewesen, als dass sie in tausend und tausend dadurch gebildete Risse der Kalkformation gangbildend eingedrungen wären? Anstatt eines völligen Gewebes von Gängen finden wir die Grenze von Puntaiglasgranit und Röthi- oder Jurakalk sich ohne jede Contacterscheinung an dem schön entblössten West- und Süd-West-Abhang

des Tumbifstockes als eine haarscharfe gerade ununterbrochene Linie hinziehen. In gleicher Weise bildet die untere Grenze des Röthikalkes im Limmernboden und anderwärts einen herrlich geschweiften, ununterbrochen geschlossenen Bogen, und kein krystallinisches Gestein erfüllt die zahllosen, radialen Klüfte des Sedimentgewölbes, die doch sicher während der Gewölbebildung selbst schon sich geöffnet haben. Warum hören die Gänge immer auf, bevor sie in die Kalkformationen übersetzen? Gewiss findet diese Thatsache ihre Erklärung einzig in dem Umstande, dass die Sedimentformationen noch gar nicht abgelagert waren als diese Eruptivgesteine in die Spalten der krystallinischen Schiefer eindrangen und in denselben erstarrten.

Dr. Stache hat im Orteler- und Zwölferspitz-Gebiete nachgewiesen, dass alle dortigen Eruptivgesteine älter als die Kalkformationen jenes Theiles der Alpen sind.

Lory hat viele Gerölle vom Gneiss Savoyens und des Dauphiné in den Conglomeraten der Steinkohlenformation der Trias- und Juraformation jener Gegenden gefunden. Diese Gerölle zeigen genau die jetzige Structur des Gneisses. Sie beweisen, dass Gneiss und Structur desselben von sehr hohem Alter sind, jedenfalls viel älter als die tertiäre Haupterhebung der Alpen, um deren Erklärung es sich handelt.

In dem der Steinkohlenformation angehörenden Valorsineconglomerat in der Mont-Blanc-Gruppe fand *A. Favre* Gerölle von dem gleichen Turmalingranit und einigen anderen Granitvarietäten, welche dort in Gängen die krystallinischen Schiefer der Aiguille rouge durchsetzen. Diese Gänge sind somit älter als die Kohlenformation,[1]) und noch älter sind die Schiefer, in welchen sie auftreten.

Favre drückt sich über den Protogin des Mont-Blanc in gleichem Sinn vollkommen klar aus, indem er S. 144 und 145. Vol. III sagt: „La masse de protogine a été exhaussée à l'état solide par un refoulement latéral comme les terrains de Sédiments, par conséquent elle n'est point la cause de la formation du Massif du Mont-Blanc.“

Wären die Centralmassive in weichem Zustande aufgebrochen, und die Thäler gleichzeitig sich bildende Spalten, warum finden wir in den Alpen keine Spur von Strömen von Eruptivgesteinen, die wie Gletscher oder Laven in den Thälern liegen sollten. Oder wenn die Thäler erst später entstanden sein sollen,

---

[1]) Recherches géologiques II. 416.

warum nicht Decken, weit über die Sedimente ausgebreitet, wie sie die Umgegend von Christiania, wie sie das Hochland von Dekan etc. zeigen?[1])

Mit Suess[2]) wollen wir die Eruptivgesteine der Alpen, welche wie der Porphyr, die Melaphyre, Granite, Syenite unserer Gruppe älter als die Erhebung sind, *„passive“* nennen. Die meisten Granite der an Eruptivgesteinen verschiedenen Alters viel reicheren Südalpen sind nicht jünger als die Steinkohlenformation.[3]) Die Porphyre von Südtyrol gehören der permischen Formation an, die jüngeren bei Raibl der Trias, und der „Centralgneiss der Ostalpen ist nach allem Anscheine noch älter als die genannten.“

Alle diese sind passive Gesteine. Suess nennt als solche noch die basaltischen Ströme der Vicentinischen Berge, welche „eingebettet zwischen sedimentäre Schichten, zugleich mit diesen letzteren gehoben, und zuweilen muldenförmig gekrümmt worden sind.“ Da die Alpen wohl nicht anders entstanden sind als die übrigen Kettengebirge der Erde, so dürfen wir Analogien mit solchen in unserer Beweisführung benutzen.

Nach Magnan[4]) sind die sämmtlichen Granite und Ophite der Pyrenäen der Gebirgshebung gegenüber passive Gesteine. In den tief eingeschnittenen Thälern des Schwarzwaldes beobachten wir, wie Granitgänge, Porphyr und Dioritstöcke den Gneiss durchbrechen. Keine dieser Gangmassen aber dringt in die Triasschichten ein, welche die breiten Hochflächen bis in bedeutende Höhe bedecken. Die Eruption dieser Massengesteine ist also älter, die Haupthebung des Schwarzwaldes aber jünger als die Ablagerung des Muschelkalkes. In Skandinavien findet jetzt eine Erhebung des Gebirges statt, ohne dass Eruptivgesteine austreten; die alten vorsilurischen und nachsilurischen wirklich eruptiven Granit-, Porphyr- und Diabasmassen werden sammt ihren Contactgesteinen gegenwärtig passiv mit gehoben. Die beiden letztgenannten Beispiele beziehen sich allerdings auf Massengebirge, nicht auf Kettengebirge.

In den Rheinischen Gebirgen fallen nach Josef Zervas[5]) die Eruptionspunkte

---

[1]) Favre III 141: „nulle part dans les Alpes il n'y a traces de coulées.“

[2]) „Die Entstehung der Alpen“ Abschnitt I.

[3]) Negri und Spreafico, „Saggio sulla Geol. dei Dintorni di Varese e di Lugano. Mem. Istit. Lomb. Ser. III Vol. XI 1870. Ferner Curioni, Osserv. geol. sulla Val Trompia ebendaselbst und Vol. XII 1872 über das Alter des Adamello Syenites.

[4]) Mém. de la Société géol. 2 Sér. X 1874.

[5]) Mündliche Mittheilungen.

tertiärer Basalte und jüngerer Vulkane sehr häufig auf die Antiklinallinien der gefalteten devonischen Gesteine. Die Faltung der letzteren ist aber älter als die Kreidezeit. Es können somit auch hier die Dislocationen nicht durch die Eruptionen erzeugt worden sein, sondern es sind vielmehr die älteren Gebirgsbrüche später von dem Eruptionsmaterial nur benutzt worden. Ganz entsprechende Erscheinungen lassen sich aus Abich's Profilen des Kaukasus lesen.

Als ich 1871 zuerst Escher gegenüber meine Ansicht äusserte: Dass die Eruptivgesteine der Alpen älteren zertrümmerten Gebirgen auf gleicher Stelle angehört hätten, und bei der Haupthebung der Alpen keine Eruptivgesteine von Bedeutung zu Tage getreten seien,[1]) erwiederte mir Escher, dass er selbst glaube, es müsse dies zugestanden werden, und dass er keinen Gegenbeweis zu geben wüsste.

Im Verlaufe der Zeit hat die Erkenntniss mehr und mehr Stütze und Verbreitung durch weitere Beobachtungen gefunden, dass bei der Bildung der Kettengebirge und auch der Massengebirge die Eruptivgesteine sekundäre Erscheinungen sind, welche „weit entfernt die Gebirge zu erheben, nur die vorhandenen Lösungen der Continuität der Erdrinde benützt haben, um hervorzutreten und sich auszubreiten."[2]) Suess versucht den Nachweis,[3]) dass dies auf der inneren Seite der bogenförmig gekrümmten Kettengebirge viel leichter als auf der äusseren geschehe. Auf der letzteren finden sich die regelmässigen Falten, auf dieser mehr Verwerfungen und Abrisse, und eine Reihe junger Eruptivkegel über denselben ziehen sich am Fuss der Innenseite der Gebirgskette entlang. Ueber die Beziehungen der Vulkane zur Bildung eines gewaltigen Kettengebirges ist wohl von einer genauen Untersuchung der südamerikanischen Anden der meiste Aufschluss zu erwarten.

Wenn wir von Süden oder Norden kommend, bei reinem Himmel einen Vorgipfel der Alpen mit freier Aussicht ersteigen, so steht vor uns eine unzählige Masse von einzelnen Gräthen und Kämmen und Spitzen, die alle einer hinter dem andern sich drängen. Wenn unser Standpunkt beherrschend genug ist, wird uns sogleich auffallen,[4]) dass trotz aller scheinbaren Selbstständigkeit, die ein einzelner Gipfel zeigt, wenn wir ihn in der Nähe betrachten, doch alle diese Gipfel ein ge-

---

[1]) Verhandl. der schweiz. naturf. Ges. Frauenfeld 1872, „Blick auf die Geschichte der Alpen."
[2]) Prévost Bull. Soc. géol. XI 1840. S. 186.
[3]) „Die Entstehung der Alpen" Abschnitt III.
[4]) Verglichen Panorama des Sentis von Albert Heim, Verlag der Section St. Gallen des Schw. Alpenclub.

wisses allgemeines Niveau einnehmen. Nennt man eine Gruppe der Alpen, so werden wir gleich sagen können, wie hoch höchstens dort die Gipfel sein können. Die Gipfel der inneren Kämme sind die höchsten, nach den äusseren, besonders den nördlichen Ketten zu nehmen die Höhen stufenweise ab. Warum ist es unmöglich, dass der Sentis 3000 M. hoch sei und warum kann kein Kulminationspunkt der inneren Alpenkämme sich mit etwa 2000 M. begnügen? Wir sehen, es muss die Hebung der Alpen eine einheitliche gewesen sein. Die gleiche Ursache muss etwa zur gleichen Zeit in gegenseitiger Abhängigkeit den Sentis wie den Tödi, das Finsteraarhorn und den Monte Rosa aufgethürmt haben, die einzelnen Gebirgsgruppen, die wir unterscheiden mögen, sind nicht genetisch unabhängig von einander entstanden. Wenn aber Ausbrüche von Eruptivgesteinen die Ursache der Gebirgsaufthürmung gewesen wären, wie könnte ein einheitliches, mächtiges Gebirgskettensystem entstanden sein? Müssten sich nicht vielmehr eine Menge isolirter, zusammenhangsloser Bergstöcke gebildet haben? Einzig und allein eine Bewegung des gesammten Bodens kann ein solches Hochgebirge mit so lange hinstreichenden Falten erzeugt haben.

In den Alpen schreibt man die Faltung der Sedimente den Centralmassen zu, im Jura findet sie sich in gleicher Weise ohne Centralmassive. Wenn Eruptivgesteine Gebirge bilden können, warum haben die zahlreichen Porphyre des Rothliegenden in Deutschland, warum die Basalte des Miocenen nirgends Alpen, sondern blos eine Zusammenhäufung von einzelnen Bergkuppen (böhmisches Mittelgebirge, Höhgau etc.) aufgethürmt? In den Cottischen Alpen finden wir eine Wechsellagerung triasischer sedimentärer Schichten mit Serpentinen („die aus Gabbro ähnlichen Gesteinen entstanden sein mögen"); dennoch ist jener Theil der Alpen doch nicht von triasischem Alter, die Hebung ist ebenfalls tertiär und die alten Serpentine, die nicht im Stande waren, ein Gebirge aufzuthürmen, sind passiv später mitgehoben worden. Wenn die Alpen in pliocener Zeit durch ausgedehnte Eruptivmassen gebildet worden sind, warum beobachten wir in der jener Zeit geologisch so nahe gelegenen Gegenwart und an den jetzigen Vulkanen gar keinen Vorgang, der mit einem solchen, wie die Alpenerhebung war, Aehnlichkeit haben könnte? Warum nicht einmal mehr ächte Granitlaven? Wohl hebt sich vulkanisch thätiger Boden langsam oder zeitweise empor und sinkt wieder, wenn das vulkanische Leben abnimmt (Wechsel zwischen Vesuv und phlegräischen Feldern, vulkanische Inseln des stillen Oceans, Sicilien, Chile, Peru etc.); allein Kettenerhebungen bilden sich

auf diese Weise nicht aus. Wenn aus Spalten austretende und die Sedimente hebende und bei Seite schiebende Eruptivmassen die Alpen emporgethürmt hätten, so müssten wir fragen: was war die Ursache dieser Spaltenbildung? Wir hätten dadurch das Räthsel nicht gelöst, sondern nur auf einen andern Punkt verschoben. Und wenn diese Ursache in dem Empordrängen der Eruptivgesteine selbst gelegen sein soll, warum bildete sich ein System paralleler und nicht ein solches radialer Spalten, wie das bei den Gängen eines Vulkanes der Fall ist? Warum also durchkreuzen sich die Kettengebirge niemals, sondern schmiegen sich aneinander an, wo sie, in verschiedener Richtung gehend, nahe aufeinander treffen?

Auch die Lyell'sche Auffassung von der ungefähr gleichzeitigen Bildung plutonischer Gesteine in der Tiefe und damit zusammenhängender vulkanischer an der Oberfläche ist auf die Alpen nicht anwendbar. Lyell sagt zwar von den Graniten der alpinen Centralmassive: „Und es kann nicht fraglich sein, ob das Alter dieser Granite und Gneisse ein sekundäres oder tertiäres sei, sondern nur, ob sie der eocenen oder der miocenen Periode angehören.“ [1]) Allein diesen „plutonischen“ Gesteinen, deren höheres Alter übrigens durch Einschlüsse in carbonischen und jurassischen Schichten direct bewiesen ist, müssten ja tertiäre oder spätcretacische „vulkanische“ entsprechen, die durch Gänge mit ersteren in Verbindung stünden. Lyell zeigt, dass dies in den Anden der Fall sei, in den Alpen aber fehlen thatsächlich die vulkanischen Gebilde, welche nothwendig mit den tiefen plutonischen in Verbindung stehen sollten. Wie die Faltung bewirkt wurde, bleibt auch Lyell ziemlich unklar.

Studer betont bei sehr vielen Gelegenheiten, dass die Sedimente gegen die Centralmassive oft in steilen Wänden abbrechend an den Kraterrand erinnern, welcher den centralen Trachytkegel umgiebt. Mit noch viel grösserem Rechte könnte man nach ihrer Form die Circus und die aufgebrochenen Gewölbe des Jura Kraterrändern vergleichen — hier ist die Aehnlichkeit auffallend, dort muss man sie suchen. Allein hier im Jura findet sich statt dem Centralmassiv im Innern eine tiefere Schicht der Sekundärzeit (unterer Jura, Lias, Trias), von der man weiss, dass sie sedimentären Ursprungs ist und nicht mit dem Trachyte verglichen werden kann. Wenn im Jura die kraterähnliche Form ohne eruptive Erscheinungen in ausgezeichneter Weise vorhanden ist, so darf man aus dieser äusseren, viel gerin-

[1]) Geologie II. Bd. 442 unten in der deutschen Uebersetzung von 1857.

geren Formenähnlichkeit mit Kratern, welche die Alpen zeigen, sicher nicht zu Gunsten eruptiver Entstehungsart der Centralmassive schliessen. Viel berechtigter hingegen erscheint es, eben dieser Formen halber die aufgebrochenen Gewölbe des Jura mit den genannten Gestalten der Alpen nicht nur nach der Form, sondern auch nach der Entstehungsart als vielleicht nur quantitativ unterschieden zu vergleichen; denn an beiden herrscht das Langgezogene, die Kettengestaltung gegenüber den Kegeln und runden Kratern der Vulkane vor, — und dieser Vergleich ist nicht ein Rest einer längst widerlegten Theorie, der Theorie der Erhebungskrater wie derjenige zwischen dem Centralmassiv und dem Vulkane einer ist.[1]) Endlich weisen wir noch auf die äusserst Krater ähnlichen Gestalten hin, welche durch Abrutschen der Gehänge nach einem Punkt der Unterspülung durch reine Erosion entstehen (Hintergrund des Durnachthales etc. etc.).

Die Frage nach der Entstehungsweise einer Gebirgsmasse schliesst eigentlich immer zwei ganz verschiedene genetische Fragen in sich, sie will die Antwort darauf haben, wie die Materialien (Mineralien und Gesteine) der Gebirge entstanden sind, und zweitens darauf, wie aus diesen Materialien die Gebirge entstanden sind. Man hat lange Zeit beide Fragen zusammengeworfen, und geglaubt, die Entstehungsweise der Gebirge an der Entstehungsart der Mineralien und Gesteine entdecken zu können. Konnte man z. B. nachweisen, dass Feldspath aus Schmelzfluss sich ausscheide, so dachte man das Gleiche nicht nur von allen Gesteinen, welche Feldspath enthalten, sondern auch von den Gebirgen, welche aus solchen Gesteinen bestehen. Allein auf der einen Seite zeigten die weiteren Untersuchungen, dass ein und dasselbe Mineral aus Schmelzfluss, aus überhitztem Wasser oder aus kaltem Wasser sich ausscheiden und auch durch Sublimation entstehen kann (so z. B. der Feldspath), dass man somit aus der mineralischen Zusammensetzung nicht einmal die Entstehungsweise des Gesteines ersieht. Auf der anderen Seite muss man zugeben, dass die Bildung der Gesteine eines Gebirges, der plutonischen wie der Sedimentgebilde, und die Erhebung derselben zum Gebirge oft ganz verschiedene Prozesse sind, welche in verschiedenen geologischen Zeiträumen stattfinden können. Nur bei den Kuppengebirgen und den Vulkanen fallen sie zu-

---

[1]) In einem Briefe an mich geht Studer noch viel weiter. Er sagt: „Mit der Theorie von Suess, so weit ich sie verstehe, kann ich mich nicht einverstanden erklären, weil sie die wichtigsten Erscheinungen in den Alpen, die den Mondgebirgen ähnliche Kreisform, welche Piemont umschliesst, und Anderes unerklärt lässt."

sammen, indem die Gebirgsbildung an die Neubildung von Gesteinsmaterial geknüpft ist, bei den Massen- und Kettengebirgen hingegen besteht sie im Wesentlichen blos in einer Lagerungsstörung der längst vorhandenen plutonischen und sedimentären Gebilde.

Der Vergleich mit einem ganz ähnlichen Irrthum, den man in der Physiologie, die der Geogenie nach der Art der Forschung am nächsten steht, machte, kann die Unrichtigkeit des Zusammenwerfens der Entstehung der Gesteine und der Gebirge noch deutlicher machen. Als die chemische Synthese organische Stoffe wie Harnsäure darstellte, jubelte man über die gefundene Ueberbrückung zwischen unorganischer und organischer Natur. Allein der Jubel ist in diesem Sinne etwas verfrüht: Man verwechselte die Entstehung des Stoffes, aus dem der Organismus gebaut ist, mit der Entstehung des Organismus selbst. Die Kluft ist allerdings wahrscheinlich nicht in der Natur vorhanden, sondern nur in unserer Erkenntniss; wir haben sie aber hier nicht gehoben, sondern nur verschoben: Früher lag sie zwischen den organischen und unorganischen Stoffen, jetzt zwischen den organisirten und unorganisirten Körpern, denn alle synthetische Darstellung von Cellulose, Zucker etc. vermochte bis heute noch nicht zur Darstellung einer lebenden Zelle zu führen.

Entstehung der Gesteine und Entstehung der Ketten- und Massengebirge sind von einander so verschieden wie der chemisch-physiologische Vorgang, der z. B. Zucker oder Cellulose erzeugt, von demjenigen, der im werdenden Organismus das Auge oder die Glieder hervorbringt. Die Lehre von der Entstehung der Gesteine, die Petrogenie verhält sich zur Lehre von der Entstehung der Gebirge wie physiologische Chemie zu Embryologie.

In den Alpen sind wir heute noch nicht im Stande, die Grenzen zwischen Eruptivgesteinen, alten plutonischen krystallinischen Schiefern, „metamorphischen“ Gesteinen und alten Sedimentgesteinen mit Sicherheit anzugeben. Zum Verständniss der Entstehungsweise der Alpen haben diese Unterschiede aber von ihrer Bedeutung verloren, seitdem wir eingesehen haben, dass alle diese Gesteine älter sind und bei der Erhebung sich alle gleich passiv verhielten. Unser Resultat können wir in die Worte zusammenfassen:

Die Erhebung des Alpensystemes ist nicht durch Eruptivgesteine bewirkt. Die Eruptivgesteine der Alpen sind älter und nur passiv an ihre jetzige Stelle gebracht worden.

Als Folgerung aus den bis jetzt genauer untersuchten Gebieten können wir den weiteren Satz hinzufügen:

Eruptivgesteine erzeugen keine Kettengebirge.

B. Die Verhältnisse im Berner Oberland.[1])

Literatur: A. Escher v. d. Linth „Erläuterung der Ansichten einiger Contactverhältnisse zwischen krystallinischen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberlande," Neue Denkschriften der Allg. Schweiz. Ges. für die gesammten Naturw. Bd. III 1839. Studer „Geolog. d. Schweiz" 1851 I. Bd. S. 176 bis 189; „Physikal. Geogr. und Geol." Bd. II 157—158 und 207; „Granit und Gneiss in den Alpen," Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1872; „Geologisches vom Aaregletscher" Berner Mittheil. 1874, ferner Bulletin de la soc. géol. T. II und Leonhards Jahrbuch 1836. Lory „Structure des massifs centraux des Alpes" Bullet. de la Soc. géol. de France III Serie, T. 1. Heim „Contactstellen zwischen krystallinischen Schiefern und Sedimenten" Vierteljahrsschrift der zürcherischen naturforsch. Ges. 1871 S. 259 bis 262.

Studer betont die ungeheure Einförmigkeit in der Schieferung der krystallinischen Gesteine und besonders „die sich constant parallel bleibende Stratification des Gneisses über wie unter dem Kalk, unabhängig von der Gestaltung seiner Grenzfläche gegen denselben."[2]) Da stellenweise der Gneiss über die Falten des Jurakalkes sich ausgebreitet hat, kann die Faltung dieses Kalksteines nicht jünger sein als die Ueberschiebung des Gneisses, damit sind wir vollständig einverstanden.

---

[1]) Daraus, dass ich bei früherer Gelegenheit eine Kritik der Beweisführung Studer's unterliess und immer hinausgeschoben habe, ist mir der Vorwurf der Nichtberücksichtigung älterer Arbeiten gemacht worden, während dies nur geschah, theils weil es mir unangenehm war, Studer, dessen Forschungen mir stets eine hohe Achtung einflössten, entgegentreten zu müssen, theils weil ich nicht wusste, ob er seine 20 Jahre früher ausgesprochenen Ansichten auch heute noch unverändert festhalte, oder ob er sie wesentlich modificirt habe. In seiner Publication in der Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellsch. hat er endlich an der Hand einer im wesentlichen Punkte ganz falschen Copie meines in der Vierteljahrsschrift der naturforsch. Ges. Zürich publicirten Windgällenkammprofiles, welche er seiner Arbeit ohne Anführung des Ortes, dem er sie entnommen, beigab, die Richtigkeit meiner Beobachtungen, nicht nur die Schlüsse aus denselben, in Frage gestellt (S. 555, Mitte), ohne die betreffende Gegend jemals selbst untersucht zu haben. So bin ich durch Studer, meinem Wunsche entgegen, zu dem vorstehenden Kapitel gezwungen.

[2]) Studer hat selbst eine widersprechende Beobachtung veröffentlicht. Verglichen hierüber die Anmerkung in diesem Abschnitte bei D. 1, Schlucht des Kreuzbaches.

Nun aber fährt Studer fort: „und da der Gneiss in seiner Stratification unabhängig von der Gestaltung seiner Grenzfläche gegen den Kalk ist, so muss diese wohl eine Erstarrungsstructur sein, welche entstand, nachdem der Gneiss als eine weiche Masse das Kalkgebirge umwickelt und bedeckt hatte.“ Es sind diese krystallinischen Gesteine des Centralmassives nach Studer „jünger als das Kalkgebirge,“ „jünger als die Hebung der Alpen, welche bekanntlich an's Ende der Miocenzeit fällt — sie selbst haben ja diese Hebung erzeugt,“ „wo anders als im Gneiss sollen wir die Kraft suchen.“[1]) Die Punkte, auf welche Studer seine ganze Beweisführung gründet, sind: Roththal an der Jungfrau, Mönch, Mettenberg, Wetterhörner, Urbachgrat.

Noch an anderen Stellen[2]) fügte Studer hinzu, dass diese „Erstarrungsstructur des Gneisses“ etwa mit den Erstarrungsstructuren von Basalten, Laven etc. zu vergleichen wäre. Solche wirkliche Erstarrungsstructuren sind aber immer nur Trennungen, die Gesteinsmassen zwischen diesen Zerklüftungen zeigen keine entsprechende Structur. Die Structur des Gneisses hingegen ist durch die Lage seiner Mineralkörner überall im Innern der Gesteinsmasse ausgesprochen. Gesetzmässige Durchklüftung und schiefrige Structur sind zwei ganz verschiedene Dinge. Bei Eruptivmassen kann eine wirkliche schiefrige Structur durch fliessende Bewegung vor dem Erstarren ebenfalls entstehen (z. B. am Trachyt von Basiluzzo, Liparen), allein dann schmiegt sich dieselbe gerade der Unterlage, an welcher die Lava Bewegungsverzögerung erlitten hat, parallel an.

Lory hat die Stellen, auf welche Studer seine Beweisführung gründet, nicht selbst untersucht, bemüht sich aber, mit Zuhülfenahme von anderen Beobachtungen, zu zeigen, dass die Lagerungsverhältnisse des Mettenberges etc. auch durch Ueberschiebung des altstarren Gneisses längs einer Kluft, welche die Plattung schneidet, entstehen konnten und erläutert dies durch eine Figur. Gewiss trägt diese Erklärungsweise im Allgemeinen nichts Unwahrscheinliches an sich, allein in der That findet man von den vermutheten Verschiebungsflächen keine Spur. Durch eigene Untersuchung des Mettenberges und theilweise des Urbachgrates, habe ich bessere Gründe zur Widerlegung der Studer'schen Schlüsse gewonnen.

Der überlagernde „Gneiss“ des Mettenberges, wie ihn Studer nennt, ent-

---

[1]) Vergl. ausser den oben citirten Publicationen auch Zirkel Petrogr. 1866. II. 507 unten.

[2]) Z. B. bei einer Discussion an der Versammlung der schweiz. naturf. Gesellschaft in Schaffhausen 1873 — die Bemerkung findet sich leider in den gedruckten Protokollen nicht aufgenommen.

spricht zum grössten Theile nicht dem Gneiss der inneren Zonen der Centralmassive, sondern etwa denjenigen dunkeln, gneissähnlichen Schiefern, von welchen Studer selbst uns durch seine Beschreibung und die Escher'sche Zeichnung die Beweise gibt (Berner Mitth.), dass sie älter sind als der helle Ganggranit, indem der letztere die ersteren durchdringt und ihre Bruchstücke umhüllt. Nur an einzelnen Stellen wird er etwas granitisch. Sicherlich könnte es keinem Geologen, dem ein Handstück des „Gneisses" vom Mettenberg vorgelegt würde, einfallen, an ein Eruptivgestein zu denken. Man würde zwischen den Bezeichnungen: „Verrucano," „Glimmerschiefer," „Talk-Quarzit," „undeutlich ausgebildeter Gneiss" etc. schwanken und dem Gestein sedimentäre oder metamorphische Entstehung und paläozoisches Alter zuzuschreiben geneigt sein; Escher sagt: der Gneiss aber zeichnet sich durch Armuth an Feldspath aus, und ist wohl eher ein feinkörniger Talk und Glimmer haltender Quarzitschiefer zu nennen. Studer gelangt freilich selbst auf diesen Widerspruch, indem er die gneissartigen Gesteine des Mettenberg, des Mönch, der Jungfrau in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft (1872 S. 556) als jung eruptiv erklärt, während wir anderwärts (Berner Mitth.) lesen, dass er die „Gneissmassen der Wetterhörner, des Schreckhornes und Mettenberges und der Jungfraugruppe als Gesteine" erklärt, „welche wohl dem Casannaschiefer Theobald's entsprechen mögen," womit ich vollständig einverstanden bin. In seinem Index der Petrographie und Stratigraphie 1872 sagt er aber (S. 107 und 46), dass der Casannaschiefer in manchen Gegenden mit Schiefern der Anthracitbildung enge verbunden sei, in anderen darüber liege.

Bei den Profilen des Mettenberges, welche Studer im Jahr 1842 publicirte, liess er die Stratificationslinien des Gneisses nicht bis an die Sedimentgrenze hin sich fortsetzen, sondern zwischen Gneiss und Sediment blieb noch eine breite Zone in ihrer Schieferung unbestimmt. Das Gleiche sehen wir in Escher's Skizzen in seinen Reisemanuscripten. Erst später, offenbar weil die Theorie fortgesetzt, die Beobachtung aber nicht entsprechend erhärtet wurde, schematisirte man das Bild, indem man die Schieferung des Gneisses immer gleichförmiger und so unrichtiger Weise bis an den Contact verlängert zeichnete (Taf. IX Fig. 2). Auf Taf. IX Fig. 3a und b habe ich eine Ansicht des Mettenberges mit den genauen Schieferungsrichtungen des Gneisses gezeichnet, so weit ich dieselbe den 8. August 1873 in Begleitung meines Freundes, L. Loczy, Assistent an der ungarischen geologischen Reichsanstalt in Budapest, aufgenommen habe. Von der Stieregg am Untergrindel-

waldgletscher aus kletterten wir immer dem Contact nach und verliessen denselben nur, wo es ganz unmöglich war, ihn zu begehen. Wir stiegen bis unter den Punkt 2473 M. an die Gräte, die auf der Karte in 1:50000 mit „ober Jägi" bezeichnet sind, wo wir die Schieferung des überlagernden Gneisses messen und verfolgen konnten. Ein furchtbares Gewitter, das sich rasch zusammengezogen hatte, machte es unmöglich, noch den höchsten Gipfel des Mettenberges zu ersteigen.

Der Gneiss biegt nahe an den Sedimenten vielfach um und schmiegt sich am Contacte oft dem Kalke einigermassen, stellenweise sogar vollkommen parallel an. An einzelnen Stellen zeigt derselbe zwei sich schneidende Schieferungsrichtungen. Oben auf der Höhe des Kalkknices biegen auch die Gneisse gegen Norden von 50° auf blos 21° und stellenweise blos 18° Südfall um, und kommen dadurch ganz genau parallel auf die Sedimentschichten zu liegen, ganz erinnernd an die ähnlichen Gesteine des Maderanerthales, die in der Richtung der Alpnove sich gegen Norden auf die nordwärts übergelegten Sedimente umbiegen. Escher berichtet sogar, dass das krystallinische Gestein auf dem Gipfel des Mettenberges porphyrartige Structur annimmt. Unsere schon oben gezogene Parallele zwischen der Windgällen-Falte und derjenigen der Jurakalke im Berner Oberland erhält hiedurch noch eine wesentliche Ergänzung. Am Gwächtenhorn 3094 M. sahen wir die Schieferung, so weit sie durch's Fernrohr von unserm Standpunkte beurtheilt werden konnte, fast vollständig horizontal, während sie sich weiter nördlich gegen den vordersten Gipfel des Mettenberges wieder steiler aufbiegt, was in Verbindung mit Klüften und Verwitterungsrinnen von den tieferen Thälern gesehen den Eindruck macht, als ob sie überhaupt stets steil wie der übrige Gneiss stünde. Die Stratification des Gneisses am Mettenberge ist also nicht unabhängig von der Lagerung der Sedimente, sondern legt sich oben streckenweise der Kalksteinoberfläche parallel auf dieselbe.

Von der Nähe der grossen Scheidegg aus glaubten wir mit dem Fernrohr zu sehen, dass, wo die Schieferung des überlagernden Gneisses steil steht, sie sich auch noch als Klüftung oder Clivage theilweise in den Kalk hinab fortsetzt.

Studer hatte seine Excursionen am Mettenberg im Jahr 1836 mit Escher zusammen ausgeführt und seither nicht wiederholt. Ein Blick auf Escher's Abbildung (Denkschriften 1839) zeigt eine ziemlich vollständige Uebereinstimmung mit der meinigen. Auch ihm ist die Stelle, welche wir in unserer Fig. 3b dargestellt haben (Taf. IX) nicht entgangen. Noch klarer sind Escher's erklärende Worte

(S. 7): „Das Feldspathgestein ist ein unregelmässiger flasriger Gneiss, dessen Schieferungsflächen, so viel sich beobachten lässt, ebenfalls der Grenze parallel laufen; die Grenze selbst ist scharf, und es findet kein Verfliessen des Gneisses in den Kalkstein statt." Noch bestimmter und vollständig mit meinen Beobachtungen übereinstimmend äussert sich Escher S. 8: „Ueber dieser Kalkfolge geht der Quarzit nach und nach in wahren granitischen Gneiss über, der in der Nähe des Kalks noch horizontale Ablosungen zeigt, in grösserer Höhe aber steil SO fallende Absonderungen annimmt, die, weiter südlich und in den oberen Gipfeln in das allgemein herrschende steil südliche Fallen übergehen." Beide Forscher haben 1836 zusammen das Gleiche beobachtet, schon wenige Jahre nachher aber berichten sie das gerade Gegentheil von der Structur des überlagernden Gneisses. Escher hat die gemeinschaftlichen Beobachtungen in seinen Reisenotizen und 1839 in den Denkschriften in seiner objectiven Weise niedergelegt, seither aber geschwiegen. Studer hat sie durch Theorien getrübt, in verschiedenen Jahren wieder verwendet und dabei die Beobachtung in der Erinnerung verändert.

Die beabsichtigte Ersteigung des Gstellihornes[1]) am Urbachsattel wurde zwar durch Nebel und hernach anhaltenden Regen vereitelt, nachdem wir bis auf die Fläschalp gekommen waren; doch ist es vorher möglich gewesen, von dem gegenüberliegenden Gehänge des Urbachthales eine Skizze zu entwerfen (Taf. IX Fig. 4) und bei der günstigen Morgenbeleuchtung die Lage der Gneissstructur zu erkennen. Auch hier sind die Vorstellungen, welche man aus der Studer'schen Zeichnung (Taf. IX Fig. 1) gewinnt, keine richtigen, weil in dem Bilde zu viel schematisirt ist. Die unten steilen Gneisstafeln biegen hier über dem „Kalkkeil" gegen Norden von 55° bis zu 20° Südfall um (letzteres nahe am Urbachsattel selbst). Wie die Schieferung innerhalb der Gneisskeile liegt, konnten wir nicht erkennen; an einer einzigen Stelle, wo sie sichtbar war, schien sie dem Sedimente parallel nahezu horizontal zu sein. Auf dem Gipfel des Gstellihornes aber war die Stratification des Gneisses sehr deutlich. Sie liegt dem Kalke parallel nicht nur horizontal, sondern sogar etwas nach Nord einfallend. Zwischen dem hellgrauen Hochgebirgskalk und dem Gneiss sind die Eisenoolithe schon von weitem über dem Hochgebirgskalk erkenntlich. Escher hatte auch „Zwischenbildungen" am Urbachsattel unter dem obern Hochgebirgskalk gefunden.

---

[1]) Auf der Dufourkarte sind die Namen Gstellihorn und Engelhorn verwechselt.

In den Reisemanuscripten, die sich in Escher's Nachlasse finden, ist die Beschreibung seiner Reise mit Studer an den Urbachsattel im Jahr 1836 enthalten. Studer war, wie er mir das auch selbst mittheilte, nie auf dem Gipfel des Gstellihornes, er suchte unten Petrefacten, während Escher den steilen Gipfel mit seinem Träger und einem Aelpler erklomm. Damals merkten die beiden Forscher fast nur auf das Ineinandergreifen von Kalk und Gneiss, während sie der Lage der Gneissstructur am Contacte fast keine Beachtung schenkten, wie aus der Escher'schen Beschreibung, die gleich nachher niedergeschrieben wurde, klar hervorgeht. Da die Studer'sche Theorie erst zwischen 1836 und 1839 entstand und also damals noch nicht existirte, war die Aufmerksamkeit noch nicht auf diesen Punkt concentrirt. Escher erzählt in dem Bericht von 1836, dass er oben auf dem Hochgebirgskalk die Zwischenbildungen mit zahlreichen Petrefacten (Eisenoolith, Echinodermenbreccie und Röthikalk) und darüber den Gneiss fand, dass er also eine vollständige umgekehrte Lagerung, eine Umbiegung der Schichten nach Nord erkannte; aber er erwähnt nichts von der Lage der Gneissstructur auf dem Gipfel und setzte dann, wie an der Schrift zu erkennen ist, in viel späterer Zeit mit Bleistift die Randbemerkung hinzu: „Aber die Hauptsache, die Lage der Gneissstructur, nicht notirt!“ Auch in den Denkschriften 1839, wo er den Gneiss als verwitterten quarzitartigen Gneiss bezeichnet, findet sich kein Wort über die Stellung seiner Tafeln. Escher's Skizzen und Beschreibungen stimmen genau mit dem was ich gesehen habe, überein. Sie zeigen nur am Urbachsattelgrat selbst und in der Tiefe des Urbachthales discordante Lagerung von Gneiss und Kalkformationen, lassen aber an mehreren Biegungslinien erkennen, dass Escher das „keilförmige Ineinandergreifen“ von Gneiss und Kalk eher wie eine Faltung paralleler Formationen, als wie eine den Eruptivgängen verwandte Erscheinung betrachtete. Escher erwähnt endlich noch ausdrücklich den Parallelismus von Gneiss und Kalk: „Unterhalb der Laucherlialp, bei einer unmittelbar aus dem Fels sprudelnden Quelle zeigte sich auch der sehr steilen Schichtung der Gneissgesteine parallel eine schmale Kalkschicht beiderseits von Thonschiefer und Glimmerschiefer begleitet zwischen dem Gneiss.“ Ferner: „Von den obersten Hütten nun sieht man auf's Schönste die mehrfachen gegenseitigen Einkeilungen zwischen Kalk und Gneissgesteinen in horizontalen Lagen, wobei die Grenze von Gneiss und Kalk oft haarscharf ist.“

In den Denkschriften 1839 S. 10 sagt Escher: „Das Gestein dieser Keile ist unreiner Granit, oft durch schiefrige Textur dem Gneisse sich annähernd, oft

durch Abnahme des Feldspathes in Quarzit übergehend.“ Vom Gneiss am Laubstock lesen wir: „in der Nähe der Hütten der oberen Laubalp liegt das Gestein beinahe horizontal der oberen Grenze des Kalksteins parallel.“ Von den Wänden der Jungfrau sagt Escher S. 4: „In der Höhe zeigt sich an den Abhängen des Roththales unzweifelhaft eine Umbiegung und Auflagerung der Gneissmasse auf den Kalkstein.“

Beobachtungen, aus welchen wichtige theoretische Schlüsse gezogen und festgehalten werden, sollten zehnfach controllirt werden, und man sollte sich davor hüten, eigenen alten Erinnerungen allzuviel zu trauen. Seit 1836 haben zwar ein oder zwei Geologen im Vorbeigehen die Ueberlagerung des Gneisses auf dem Kalke bestätigt, aber Niemand hat die Beobachtungen über die Lage der Gneissstructur wiederholt oder vervollständigt. Und doch lassen die Studer'schen Darstellungen im Bild an Vollständigkeit nichts zu wünschen übrig — was anders als allein die Theorie ist in die Lücken getreten, und aus dem so vervollständigten Bilde will man wieder rückwärts die Theorie gewinnen.

Escher wendet sich schliesslich noch unmittelbar gegen die Studer'schen Schlüsse mit den Worten: „Gegen ein Lava-artiges Ueberfliessen der schiefrigen Feldspathgesteine nach der Bildung des Sedimentgebirges sprechen aber die allmäligen Uebergänge des Gneisses in Quarzit und Glimmerschiefer in der Nähe der Grenze, und die der Scheidungslinie parallelen in Gneiss eingeschlossenen Lagen von Sedimentgesteinen, welche sich noch in ihrer natürlichen Lage befinden. In noch höherem Grade sind aber wohl dieser Ansicht die Schieferungsflächen des Gneisses ungünstig, indem diese, zufolge ihrer Wechsellagerung mit Petrefacten führenden Sedimentbildungen und Conglomeraten kaum für etwas anderes als für wahre Schichtungsflächen anzusehen sein dürften.“

Auch auf dem Piz Dartjes am Kistenpass, ferner auf dem Crap Surschein, dem Hausstock, dem Vorab etc. sind die nach Nord übergelegten Sedimente mit einem Gesteine bedeckt, welches stellenweise besser krystallinisch ausgebildet ist als der Gneiss des Mettenberges. Die Lagerung der halbkrystallinischen und krystallinischen Silicatgesteine ist wie am Mettenberg und Gstellihorn, dem Sedimente parallel, und es lässt sich hier leicht erkennen, dass die Sedimente und das krystallinische Gestein durch dieselbe liegende Falte in ihre jetzige Lage gebracht worden sind.

Gewiss ist es nothwendig, die Verhältnisse im Berner Oberland noch weiter

zu verfolgen. Meine Beobachtungen am Mettenberg und Urbachthal müssen weiter ausgedehnt und mit mehr Zeit sorgfältig wiederholt, vielleicht auch im einen oder andern Punkte berichtigt werden, ferner konnte ich selbst damals meine Untersuchungen nicht in's Roththal ausdehnen. Baltzer hat diese eingehende Untersuchung an Hand genommen.[1]) Allein ich halte mich durch die von Escher und von mir gemachten Beobachtungen für vollständig berechtigt, *die Studer'sche Beweisführung für das junge Alter der krystallinischen Silicatgesteine der Centralmassive der Alpen zurückzuweisen* — um so mehr, als Studer selbst immer versichert, dass an allen diesen Stellen diese Verhältnisse „in ganz gleicher Weise sich wiederholen."

C. Die innere Structur der Centralmassive.

Gewiss bleibt im Ganzen die Gleichmässigkeit im Streichen und Fallen der krystallinischen Schiefer in überraschendem Gegensatz zu den vielfach wechselnden Stellungen der Sedimentschichten. Allein eine genaue Beobachtung zeigt einerseits,

[1]) Noch bevor ich die obigen Seiten zur Correctur erhielt, erschien im Neuen Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. 1878 ein Bericht von Baltzer über die Resultate seiner Untersuchungen. Eine grössere Arbeit ist noch zu erwarten.

Baltzer findet: „Das Eindringen des Gneisses findet immer parallel der Schichtung des Kalkes statt," isolirte Kalkfetzen im Gneiss sind immer die abgequetschte Fortsetzung der grösseren Kalkkeile, oder liegen denselben parallel. Die kleineren wie die grösseren Kalkkeile endigen stets in Gestalt von Umbiegungen. Der Kalk zeigt zuweilen das Bestreben, sich dem Gneiss anzupassen, die Schieferung des Gneisses springt oft auf den Verrucano und Quarzit, zuweilen sogar auf den Kalk über. Die Verflachung des Gneisses scheint mit Vorliebe in den Gegenden, wo mächtige Kalkmassen über dem Gneiss lagern, aufzutreten, ferner an den durch Ueberschiebung entstandenen Gneissmassen, wie an den höchsten Gräten. Manchmal sind die Schichtenköpfe des Gneiss am Contact umgebogen oder auch verbogen, so dass sich die Discordanz stark vermindert. Mechanische Vorgänge haben den Gneiss oft „sehr zerrüttet;" sogenannte Contactmetamorphosen fehlen. Wenn Baltzer meint, dass ich behaupte, der Gneiss biege sich in der Regel dem Kalke parallel, so hat er mich nicht genau verstanden, oder ich habe mich nicht genau ausgedrückt. Die von mir in der Vierteljahrsschrift der zürcherischen naturf. Ges. 1871 gegebene Zeichnung über die Gneissumbiegung bei Vättis zeigt deutlich, dass ich in Uebereinstimmung mit Baltzer nur ein Anschmiegen durch Umbiegen des Gneisses beobachtete, welches die Discordanz stark vermindert, aber kein solches, welches sie auf weite Strecken vollständig aufheben würde. Verglichen ferner unsere Figuren Taf. IX.

Wesentlich ist, dass die sämmtlichen von Baltzer beobachteten Erscheinungen durchaus nicht einem eruptiven Auftreten des Gneisses entsprechen, sondern einem mechanischen Ineinanderkneten und Verschieben unter hoher Belastung. Sie sind alle in vollkommener Uebereinstimmung mit unserer Anschauung über die Entstehung der Centralmassive. Auch das häufige Granitischwerden des überlagernden Gneisses lässt sich vortrefflich durch Stauung, und die steile Schieferung darin, die selbst in die Sedimente fortsetzt, als Clivage in normaler Clivagerichtung erklären.

dass die Gleichförmigkeit weniger ausnahmslos ist, als man gewöhnlich annimmt, und dass die Kluft in der Lagerung der krystallinischen Gesteine und Sedimente eine blos quantitative ist. Andererseits wird uns die vorhandene Gleichförmigkeit mechanisch begreiflich gemacht (vergl. G).

Wenn wir uns über irgend ein Kapitel der Geognosie der Schweizeralpen orientiren wollen, so schlagen wir erfahrungsgemäss am besten Studer's Geologie der Schweiz auf. Im ersten Band (1851) finden wir eine Beschreibung der Centralmassive, und darin zerstreut eine Menge Angaben über Streichen und Fallen ihrer Gesteine. Das Streichen der Centralmassive und ihrer Schiefer ist im Allgemeinen in den Centralalpen WSW—ONO. Das Fallen ist zwischen 50° und 90°. Aus sehr zahlreichen Angaben greife ich nur einige heraus, welche uns zeigen, wie reich an Ausnahmen diese „Einförmigkeit" in der Schieferungslage ist. Es heisst dort:

S. 214: „Die Streichungslinien bei Ferpecle und in V. Tournanche (Wallis) schneiden sich beinahe rechtwinklig."

S. 215: „Die Hauptmasse des Matterhorns zeigt hellgraue Felsabstürze, deren Straten mit ungefähr 45° nach SW (statt SSO) fallen."[1])

Nach S. 217 findet man im Hintergrund des Val Anniviers nahe am Zinalgletscher „vollkommen grüne Talkgneisse mit grossen Feldspathkrystallen und glasigen Quarzkörnern constant mit anderen Massen grüner und grauer Schiefer" mit blos etwa 15° nach Süd Fallen.

S. 220: „Im Zinalgrunde und im Hintergrunde des Turtmannthales herrscht Südfallen. Am Eingang des Nikolaithales dreht sich dasselbe um nach S 50° W bis W; am Eingang nach Saas herrscht wieder ein steiles Fallen nach S 30° O, das jedoch auf dem Simplon in S 40° W zurückfällt."

S. 228: „Von Domo d'Ossola bis gegen den Langensee hin ist an der vertikalen Schieferung des Gneisses nicht zu zweifeln, aber höher im Thale erkennt man mit nicht geringerer Bestimmtheit eine wenig geneigte, bis ganz horizontale Stratification, die nicht nur durch Klüfte, sondern durch die parallele Lage der Glimmerblättchen und Quarzbänder bezeichnet wird. Im Val Formazza ist die weithin fortsetzende horizontale oder schwach N fallende Absonderung offenbar

---

[1]) Am Westabhang des Matterhornes beobachtet man mehrere sehr schöne Faltungen, die ganz wie die Falten der Sedimentgesteine aussehen.

Schieferung, und nicht eine abnorme Zerklüftung. Erst gegen den Tosafall hin, wo man das Gebiet der Centralmasse des Wallis betritt, sind die Straten wieder steiler geneigt.“ Und weiter:

S. 229: „Derselbe Gegensatz der Stratification: vertikale Stellung am unteren Ausgang der Thäler (im Gebiete von Tessin), verworrene oder granitische Structur im mittleren, sanfter geneigte oder horizontale Lage im hinteren Theile, wiederholt sich beinahe in der ganzen Erstreckung dieser Gruppe . . .“

Besonders lehrreich für die gegenseitige Abhängigkeit in der Streichrichtung von Sedimenten und krystallinischen Schiefern sind Angaben, welche sich auf S. 234 finden:

„Das auffallende meridiane Streichen der Stratification, beinahe senkrecht auf das Streichen des Alpenzuges lässt sich durch Mesocco, S. Giacomo, Avers bis nach Oberengadin verfolgen. Es ist diese Structur ferner nicht etwa nur als eine Schieferung der krystallinischen Gesteine aufzufassen, ähnlicher Art wie die angeführte vertikale und horizontale Absonderung des Gneisses. Die ein- und aufgelagerten Massen von Hornblendeschiefer, Kalkstein, Dolomit, grauem und grünem Schiefer folgen ihr eben so allgemein wie die krystallinischen Schiefer. Sie beherrscht das ganze Gebirge von der hinteren Val Maggia bis nach Maloja in einer Ausdehnung von 16 Meilen in die Länge, und von Chiavenna bis Vals auf etwa 7 Meilen in die Breite. Es lässt sich wohl annehmen, dass die Aufrichtung“ (hier denkt also Studer nicht an Erstarrungsstructur, warum ist nicht zu ersehen) „der Straten im Sinne des Meridianes die Entstehung der zahlreichen meridianen Ketten und Thäler dieser Gegenden wenn nicht hervorgerufen, doch begünstigt habe.“

S. 244: „Die Fallrichtung im ganzen Umfange der Adulagruppe ist gegen NO, vorherrschend N 25° O, aber auch wohl direct O.“ (Aus dem Adulagebirge erwähnt Gümbel in seinem Alpengebirge S. 139, „schwebende“ Schichten.)

S. 235: „Das Fallen der Gneissstraten in der ganzen Gruppe des Monte-Rosa ist schwach nach W, auf M. Moro mit etwa 30° nach N 65° W, auf M. Turlo nach S 45° W. Auf der Mittagseite herrscht schwaches Südfallen, auf dem Kamm des Matterjoches liegen die Straten nahezu horizontal. Auf der Nordseite des Gebirges zeigt die ganze Gruppe der Strahlhörner bis an den Täschgrat N-Fallen. Der Gneiss bildet offenbar die tiefste sichtbare Grundlage, über ihm liegt im Hauptstock selbst und bis an die obersten Gipfel Glimmerschiefer, in der mantelförmigen Umgebung aber herrscht grüner Schiefer, Cipollin und Serpentin.

Diese letzteren Gesteine, obgleich ihre Kämme und Gipfel mehrere Tausend Fuss unter den Gipfeln des centralen Stockes liegen, setzen nicht in diesen hinein.“ Schlagintweit hatte ebenfalls beobachtet,[1]) dass am Fusse des Monte-Rosa die Schichten mit 30 bis 35° vom Stocke abfallen, und oben nur noch 15 bis 20° Fall zeigen. Er spricht klar aus, dass der „Hauptcharakter sich hier einem gewölbeartigen Gebirgsbaue zuneige;“ Studer sagt hievon nichts, obschon seine Angaben und Beobachtungen ebenfalls in hohem Grade für Gewölbebau bezeichnend sind.

Im Sommer 1877 hatte ich Veranlassung zusammen mit den Herren Lory und Renevier den Bau des Monte Leone am Simplon genau zu studiren. Auf der Nordseite von Brieg bis in die Nähe von Bérisal findet sich eine tiefe Mulde von, den Bündtnerschiefern ähnlichen, glimmerigen Kalkthonschiefern. Südlich tauchen senkrecht wie diese Gypsdolomit, dann Glimmerschiefer und Gneisse auf. Je weiter man in's Innere des Gebirges vorrückt, um so mehr biegen sich die seitlich steilen Lager zum breiten flachen Gewölbe um. Am Furkenbaumhorn, am Schönhorn, Breithorn und Monte Leone fallen die gleichen Gneisse, die in der Kaltwasserschlucht steil stehen, nur noch 5 bis 15° gegen Norden ab. Auf der Strasse von Simplon bis Isella befindet man sich auf dem Rücken des Gewölbes, hier liegen die krystallinischen Schiefer ganz flach, erst etwas nördlich, bald mehr südlich abdachend. Ausserdem ist noch eine Abdachung gegen Westen bemerkbar, indem in dieser Richtung das Massiv endigend untertaucht. Vom Nordrande, wo die Gneiss-Schichten senkrecht aufsteigen, bis zum Gewölbescheitel messen wir etwa 12 Kilometer, was der halben Breite des schönen Gewölbes entsprechen würde. Weiter südlich im Doveriathal gegen Crevola fallen die Gesteinsvarietäten des Nordfallgebietes im Allgemeinen in ganz symmetrischer Reihenfolge nun südlich immer steiler ein. Man kann sich kaum ein schöneres, regelmässiger gebautes Gewölbe vorstellen, als dasjenige, welches im Simplongebiete die krystallinischen Schiefer bilden. Nach Lory ist diese breite Gewölbestructur bei der südlicheren Reihe der Centralmassive die Regel.[2])

Wir bekommen ferner eine recht deutliche Vorstellung von den fortwährenden bedeutenden Schwankungen in der Streich- und Fallrichtung der krystallinischen Gesteine beim gleichen Centralmassive auf kleinem Raume wenn wir z. B. auf der

[1]) Neue Untersuchungen in den Alpen S. 161.

[2]) Verglichen E. Renevier, Bull. Soc. vaudoise d. sc. nat. Mars 1878.

Gotthardkarte von Prof. Dr. v. Fritsch und auf den zugehörenden Profilen die eingetragenen Streich- und Fallzeichen durchgehen.

Dr. Stapff, der Ingenieur-Geologe der Gotthardbahngesellschaft, macht darauf aufmerksam, dass oft die Structur mit regelmässigen Absonderungsklüften verwechselt worden ist. Manchmal, wie z. B. bei der Teufelsbrücke, fallen beide fast zusammen, manchmal, wie am Monte Piottino zwischen Faido und Prato schneiden sich beide unter steilem Winkel. Oder der Gneiss hat sogar zwei Structurrichtungen, die sich selbst schneiden und von denen die eine den nahen Sedimenten parallel liegt. Nach Stapff kann man nahe bei Faido die schönsten Gneissmulden mit parallel eingelagerten Sedimenten sehen und unterhalb Prato (Tessin) ein herrliches Gneissgewölbe, dessen Scheitel in der Streichrichtung gegen Westen in eine antiklinale Bruchlinie übergeht.

Im Gotthardtunnel, etwa 1 Kilometer vom Südausgang, habe ich selbst eine schöne muldenförmige Biegung im Amphibolgneisse des Centralmassives beobachtet. Streichen und Fallen schwankt im Tunnel oft. Dabei wiederholen sich genau gleiche Lagen, und das Fallen wird nicht selten so flach wie am Grunde einer Falte, während Verbiegungen der Structur deutlich sind. Stapff ist in Folge solcher Beobachtungen geneigt, das Gotthardmassiv als ein „aus mehreren Falten zusammengequetschtes Schichtensystem“ aufzufassen.[1]) Vergleicht man das Fallen der Schiefer an der Oberfläche des Gotthardgebirges mit demjenigen der gleichen Gesteinsplattengruppen im Tunnel, so kann man zwischen beiden Zahlenreihen auf der Nordseite, wo die Tiefe des Tunnels unter der Oberfläche noch keine so bedeutende ist, keinen durchgreifenden Unterschied mit Sicherheit wahrnehmen. Auf der Südseite hingegen, wo die Tiefe der Tunnelaxe unter der Oberfläche viel bedeutender ist, steht die Structur der Glimmerschiefer, Gneisse und Amphibolite im Tunnel durchschnittlich 10 bis 20° steiler, als wo dieselben zu Tage treten. Es stimmt dies mit unserer Auffassung der Centralmassive vollständig überein. In einer gewissen Tiefe, welche offenbar noch weit unter dem Tunnel zu suchen ist, müssen sich die Platten mehr und mehr parallel und nahezu senkrecht stellen, um in noch grösserer Tiefe als umgekehrter Fächer nach unten wieder auseinander zu gehen.

In den Arbeiten von Favre, Lory und Escher sind viele Beobachtungen und Reflexionen aufgezeichnet, welche die Auffassung der Centralmassive als Ge-

[1]) Zum Theil nach mündlicher Mittheilung, zum Theil „Verhandlungen der schweiz. naturf. Ges. in Andermatt 1875“ und Monatsberichte der Gotthardbahndirection.

wölbe als eine sehr wahrscheinlich der Wahrheit entsprechende hinstellen. Andere Forscher sind zur gleichen Anschauung gelangt. Wir lesen z. B. bei Gümbel (Alpengebirge S. 134, 140, 141 und 142) Folgendes:

„Die höchst merkwürdige Fächerstructur der Centralmassive ist nicht gerade selten auch durch eine einfach sattelförmige beiderseits von der Centralachse rechtsinnig abfallende, gewölbeförmige und wellige Schichtenstellung vertreten.“ Das Gleiche bestätigen v. Hauer und andere Geologen der Ostalpen.[1]) Als Beispiel nennen sie das gewaltigste Centralmassiv der Ostalpen, die Tauernkette. Beiderseits fallen die Sedimente den Gneissen und halbkrystallinischen Schiefern parallel dachförmig vom Centralmassive ab (Taf. IX Fig. 16). Gümbel fährt am genannten Orte weiter fort: „Im grossen Ganzen ist der Schichtenbau gewölbeartig, bald sind die Gipfelpunkte aus flachen Lagen, bald aus steilen gebildet, oder es entstehen mit mannigfach von dem Centrum auslaufenden Schichtenwellen gegen den Rand verlaufend in dem breiten Gebiete der beiderseitigen Abdachungen alle jene wechselnden Schichtenstellungen, welche bis in die äussersten jüngsten Gebilde des Randes wahrgenommen werden. Im Ganzen herrscht östlich, wo die Alpen in die Ebene tauchen, der Charakter einer wellig-gewölbartigen Schichtenstellung mit seltenen Uebergängen in die Fächerstructur vor; anstatt Centralellipsoiden treten mehr rückenartig fortlaufende Längsmassen hervor.“ Nach Gümbel fallen in der Regel bei dachförmiger Structur der Centralmassive auch die jüngeren Gesteine von denselben ab, bei fächerförmiger hingegen fallen die jüngeren gegen das Centralmassiv der Structur desselben parallel zu — im ersteren Falle haben sich die Falten der jüngeren Gesteine einwärts gegen das Centralmassiv, im letzteren auswärts übergelegt. Es spricht dies in hohem Maasse dafür, dass die gleichen Ursachen die jetzige Lagerung sowohl bei den Gesteinen der Centralmassive als bei den viel jüngeren Sedimentgesteinen erzeugte. (Vergl. Taf. IX Fig. 15 und 16.)

Durchgehen wir die Theobald'schen Profile aus den Bündtnerbergen, so finden wir zahlreiche Stellen, die zeigen, wie der Gneiss, die Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer ausgesprochene Falten und Mulden ganz so wie die Sedimente bilden, in welchen, der Structur dieser krystallinischen Gesteine vollkommen parallel, Sedimentmulden eingelagert sind. Unabweisbar drängt sich die Ueberzeugung auf, dass auch die breiteren Gneissreviere als Gneissfaltungen angesehen werden müssen, indem wo Sedimente an dieselben grenzen, dies in ganz gleicher Weise

[1]) Verglichen auch Credner, Jahrb. d. Min. 1850, S. 513—574, und Zirkel, Petrographie 1866, II. 455.

geschieht.[1]) Escher beobachtete 1844 am Valserberg ein Profil (Reisemanuscripte), wo auf kaum 10° geneigten Gneisslagen vollkommen parallel Glimmerschiefer, dann Hornblendeschiefer, Thonschiefer, Rauchwacke und die Kalkformationen folgen.

Aus den citirten und vielen andern Beobachtungen einer grossen Zahl von Geologen ergiebt sich, dass die Fächerstructur nicht ein gemeinsames Merkmal der Centralmassive ist. Selbst bei ein und demselben Centralmassive kann sie auf gewissen Strecken vorhanden sein, auf anderen nur auf einer Seite ausgebildet sein (Profil IX) oder auch ganz fehlen. Wo sie fehlt, da findet man entweder die senkrechten Schichten in den centralen Theilen des Massivs (Tauernkette der Ostalpen) und die nördlichen nach Nord, die südlichen nach Süden dachförmig abfallend (Taf. IX Fig. 16); oder wir sehen am Rande die steileren Schichten vom Centrum dachförmig abfallen, in den höchsten Theilen des Centrums hingegen geringere Böschungen, oft sogar eine vollkommen flache Umbiegung (Monte Rosa, Tessineralpen, Simplon, Taf. IX Fig. 14). In diesen beiden Fällen entspricht die Structuranordnung einem mächtigen, durch Erosion theilweise zerstörten Gewölbe. Bei dem ersteren ist der Erosionsabtrag weiter gegangen als beim letzteren, indem die flacheren Theile auf dem Rücken der Wölbung weggenommen sind, dafür aber die steilen Schichten im tiefen Kern des Gewölbes sichtbar werden.

Wir haben also folgende Formen der Centralmassive:

1) Erhaltene Gewölbebiegung, z. B. Monte Rosa und Simplon,
2) Dachstructur, z. B. Tauern,
3) Parallelstructur, z. B. Aiguilles rouges, Finsteraar zum Theil,
4) Fächerstructur, z. B. Gotthard, Finsteraar zum Theil, Mont Blanc.

Von 1 bis 4 hat die Denudation zugenommen.

Immer, ob die Centrallinie des Massives geometrisch einer Synklinale oder einer Antiklinale entspreche (Fächer oder Dach), finden wir die am vollkommensten krystallinisch ausgebildeten Gesteine, besonders ächter Gneiss und auch granitische Gesteine, im Centrum des Centralmassives oder im tiefen inneren Kern und steil zu beiden Seiten oder flach auf den Gipfeln folgen die unvollkommen ausgebildeten Gneisse, Amphibolgneisse, die Glimmerschiefer, Talkschiefer, Chloritschiefer, Kalkglimmerschiefer, Casannaschiefer, grüne und graue Schiefer mit krystallinischen

---

[1]) Vergleiche z. B. Jahresbericht der naturf. Ges. Graubündten, neue Folge XI. Jahrgang, Profil durch das Disgraziagebirge, ferner „Beiträge“ II. Lieferung Taf. I. Rothhorn bei Parpan, ferner Taf. II und folgende.

Kalklagen und wie sie sonst noch benannt worden sind, endlich die Kalkthonschiefer und übrigen Sedimente. An und für sich ist schon die Anordnung einer Gebirgsmasse, bei welcher die aufliegenden Glieder der Reihe nach symmetrisch auf beiden Seiten nach Aussen folgen für Gewölbebau im grossen Ganzen bezeichnend.[1])

Man möchte verleitet sein, auf den ersten flüchtigen Blick bei Fächerstructur die Centralmassive als Mulden in den ältern Sedimenten aufzufassen. Allein die nach sicheren Horizonten bestimmten Sedimente selbst, welche am Rande unter den Fächer einfallen, liegen in verkehrter Reihenfolge, so dass das überlagernde krystallinische Silicatgestein geologisch als die ältere Grundlage der Sedimente erscheint. Die Sedimente fallen auf beiden Seiten eines Längsthales, das zwischen zwei Fächermassiven liegt (wie Chamounix, Urserenthal, Bedretto) gegen die Bergmasse ein, und doch stehen die jüngeren Gebilde in der Mitte, während die älteren zu beiden Seiten die Ueberlagerung bilden. Das Thal ist also kein aufgebrochenes Gewölbe, sondern eine Sedimentmulde, welche oben enger zusammengequetscht ist als unten. Wie A. Favre bemerkt, ist der Fächer der Centralmassivgesteine durchaus nicht merkwürdiger als der erwiesene umgekehrte, davon abhängende Fächer, den zwischen den Centralmassiven die Sedimente bilden.[2])

Fassen wir also die Centralmassive als die Gewölbe eines grossen Faltensystemes auf, so bestehen für uns zwischen den verschiedenen Massiven nur noch quantitative Unterschiede:

Wo die Gebirgsketten sich dicht drängen, war die Faltung der Erdkruste eine sehr starke. Im Querprofile wurden die Wendepunkte der Schichtenkrümmung zwischen Gewölbe und Mulde in Distanzen zusammengepresst, welche kleiner wurden als der Durchmesser des Gewölbe- und des Muldenbogens. Die oberen Schichten des Gewölbes wurden durch Verwitterung zerstört (vielleicht auch durch Spannung bei der Faltung zerrissen), und es entstand der Fächer als obere Ausbreitung der unten zusammengepressten Schichten. Wo die sich bildenden Falten der krystallinischen Gesteine nicht so stark zusammengeschoben wurden, drängten sich die

---

[1]) Verglichen Studer, ferner Gümbel, Bair. Alpen S. 141. Ueber die Erklärung von scheinbaren Ausnahmen verglichen Capitel G dieses Abschnittes.

[2]) Vergleiche A. Favre Recherches géologiques dans la Savoie etc. Bd. III. Auf S. 123 und folgenden findet sich eine vollständige Geschichte der Erkenntniss der Fächerstructur und der Ueberkippung der Sedimente am Rande der Fächer. Auf S. 133 und folgenden bespricht Favre alle bis damals (1867) aufgestellten Erklärungsversuche für die Fächerstructur.

Ketten weniger dicht, es kam nicht zur Ausbildung eines Fächers, die einfache Gewölbestructur blieb vorherrschend, und auf der Höhe sind die flacheren Lagen bald noch vorhanden, bald erodirt.

Nach den Profilen von Sharpe sind im nördlichen Schottland gewöhnlich die oberen gewölbeförmigen Umbiegungen des Gneiss und der übrigen krystallinischen Schiefer noch erhalten, so dass dort derjenige Fall die Regel ist, der in den Alpen leider zu den seltenen Ausnahmen gehört. Dort ist es sehr klar, dass das Gebirge aus einer Schaar oft über 3 Stunden breiter Falten der krystallinischen Schiefer besteht.

Schon wiederholt ist der Gedanke ausgesprochen worden, dass der Fächer aus der vertikalen Schichtenstellung nur durch ein Auseinandersinken der Platten gegen die offenen Thäler hin entstanden sei; allein der Fächer ist auch da ausgebildet, wo ihn Sedimente fast vollständig bedecken und ihn keine Thäler begleiten, wie z. B. unter dem Tödi (Profil IX, X und XI).

Es ist eine sehr auffallende Erscheinung der Centralmassive, dass alle Gesteinsvarietäten, selbst die ganz massigen, doch in langgestreckten Zonen erscheinen. Bestimmte petrographische Charaktere erhalten sich bei ganz geringer Mächtigkeit oft auf grosse Erstreckung in der Streichrichtung unverändert, und ebenso bleiben sie oft von hohen Gipfeln bis in die tiefsten Thäler constant. (Beispiele hierüber in unserm I. Theil Abschnitt I S. 18 bis 34.) Wenn wir uns die Centralmassive mit Studer als erstarrtes Magma denken wollten, so möchte schon für die ausgesprochene Längsausdehnung der Gesteinsarten die Erklärung auf unüberwindliche Schwierigkeiten stossen, wie Studer dies selbst einigermassen zugiebt. Desgleichen, wenn man die ganze Structur der Centralmassive nur als Clivage auffassen wollte. Sind aber die Centralmassive Falten oder Faltensysteme, so ergiebt sich daraus mit Nothwendigkeit eine solche Längsstructur. Das Bild, welches die geologische Karte eines Centralmassives bietet, entspricht in dieser Beziehung dem längsgestreiften Bilde einer geologischen Karte des Jura; nur sind die Beziehungen von Faltenbau und Orographie bei den Centralmassiven verwischt, theils weil die Falten enger zusammengepresst sind, theils weil die Erosion weiter vorgeschritten ist. Die auf weite Erstreckung in der vertikalen und der Streichrichtung sich gleich bleibenden krystallinischen und halbkrystallinischen Gesteinsplatten erscheinen dann als die aufgerissenen, früher mehr flachen, vielleicht ganz horizontal ausgebreiteten Schichten der Erdrinde, die theils Erstarrungsschalen der Erde, theils deckenförmig ausge-

breitete Eruptivmassen sind, oder sich vielleicht theils „metamorphisch," theils sedimentär gebildet haben. Wie weit wir Metamorphiker sind oder nicht, ist auch hier glücklicherweise wiederum nicht von Einfluss auf unsere Anschauungsweise. So wie so können die Gesteine schon vor der Centralmassivfaltenbildung als horizontale Lager vorhanden gewesen sein.

Es ist unmöglich, die gesammte Structur der Centralmassive als nachträglich mechanisch entstandenes Clivage aufzufassen, weil in diesem Falle massige Gesteine diese zonenförmige Streifenanordnung nicht zeigen könnten, und in der Längsrichtung der Streifen oft plötzlicher Gesteinswechsel anstatt der vorhandenen Uebergänge eintreten müsste. Ferner hätten lang hingezogene schmale Gesteinszonen in den Centralmassiven schon deshalb aus früher allseitig gleich unregelmässiger Ausbreitung nicht durch Clivage entstehen können, weil die Möglichkeit zum freien seitlichen Ausweichen in der Längsrichtung der Alpen nicht vorhanden war, sondern nur das Ausweichen nach oben ungehindert stattfinden konnte.

Was bis jetzt über die Lage der Structur krystallinischer Gesteine im Innern der Centralmassive bekannt ist, stimmt mit der Auffassung der Massive als die Gewölbetheile eines Faltensystemes der krystallinischen Kruste vollständig überein.

D. Die Beziehungen in den Lagerungsverhältnissen zwischen krystallinischen Gesteinen und Sedimenten.

Dieses Kapitel wird drei Reihen von Beobachtungen, welche ich grösstentheils in unserer Tödi-Windgällen-Gruppe gemacht habe, besprechen. Am Schlusse wird sich ihr Resultat in einen einfachen Satz zusammenfassen lassen. Im später folgenden Kapitel G werde ich versuchen, die hier aufgeführten Erscheinungen zu erklären.

Wir können von vornherein erwarten, dass gerade an den Enden der Centralmassive die krystallinischen Gesteine und die Sedimente am stärksten ineinandergreifen, sei dies nun eine Verknüpfung, welche auf eruptivem Wege erzeugt wurde, oder eine solche, die auf ein gleich passives Verhalten beider beim Vorgange der Gebirgsbildung hindeutet. Gehen wir an die Untersuchung selbst:

1) Centralmassivgesteine im Contact mit Sedimenten.

Im Winkel, wo sich das Calfeuserthal in das Taminathal öffnet, taucht der Gneiss in nicht sehr schön ausgebildeten Varietäten auf, welche petrographisch und nach der Lagerung an manche Gesteine der Sandalp und des Limmernbodens erinnern und als deren Fortsetzung aufzufassen sind. Das Centralmassiv zieht sich in der Tiefe unter der Sedimentdecke noch weiter gegen Osten bis hierher fort. Ueber dem Gneiss streicht die steile gelbe Wand des Röthikalkes hin. (Siehe unsere Uebersichtskarte Taf. II und Profil XVIII.) In der *Schlucht des Kreuzbaches,* eines kleinen Wildwassers, welches vom Drachenberg herunterfliesst und wenig unterhalb Vättis sich in die Tamina ergiesst, fand ich den gut entblössten Contact von dem undeutlich ausgebildeten Gneiss an die Sedimente. Ich konnte hier sehen (Taf. IX Fig. 8), wie der unten steil stehende SSO-fallende Gneiss unter den Röthikalk nahe an dessen unterer Grenze durch eine Biegung von nur etwa 3 Meter Radius sich flacher stellt, und nach Nord ganz horizontal theilweise sich auskeilend oder knickend, den Schichten des Röthikalkes parallel sich anschmiegt. Gleichzeitig mit dem Biegen werden die krystallinischen Massen feinschiefrig, silberweiss, glimmerig, schuppig, sericitisch, und enthalten vielfach zwischen den einzelnen Lagen oder auch in Knollen oder eckigeren Brocken rothbraunen bis hellrothen Dolomitmarmor. Solcher Dolomitmarmor bildet in mehreren regelmässigen, dünnen, durch zwischenliegende glimmerblättrige Schieferlagen getrennten Bänken die Unterlage der Röthigruppe, darüber folgt eine knollig schiefrige, von Clivage durchsetzte Bank aus Dolomitmarmor und Thonglimmerschiefer und endlich der compacte Röthikalk. Ganz die gleiche Erscheinung ist weiter hinten in einer Seitenschlucht des Kalfeuserthales zu beobachten.[1])

Schon vor einer Reihe von Jahren hat Prof. A. Müller in Basel[2]) beobachtet, dass die im *Maderanerthal* steil stehenden (80° Südfall) krystallinischen

---

[1]) Nachdem der II. Theil meines Buches schon im Drucke war, fand ich in Leonhard, Zeitschrift für Mineralogie im ersten Band des Jahrganges 1827 einen Aufsatz von Studer „über einige Theile der nördlichen Alpenkette." S. 29 bespricht Studer das Calfeuserthal und hat dort die oben genannte Umbiegung ebenfalls irgendwo beobachtet. Er sagt: „Die Schichten (des Talkgneisses) stehen senkrecht, diejenigen des Dolomites und Kalkes sind fast horizontal, aber in der Nähe des untersten Dolomites biegen sich die senkrechten Schichten ebenfalls in's Horizontale um, so, dass beide Formationen dennoch in gleichförmiger Lagerung zu einander stehen." Diese Arbeit von Studer hätte des historischen Interesses halber bei der Literatur über das Gebiet der Glarner-Doppelfalte als älteste geologische Untersuchung dieser Gegend aufgeführt werden sollen.

[2]) Verhandl. der naturf. Ges. in Basel 1869.

Schiefer bei den Staffelalpen gegen Norden allmälig eine geringere Steilheit annehmen (bis auf blos 15 bis 20° sinkt sie), hatte aber keinen Grund zu denken, dass man dieselben, bevor man an die Sedimente hinaufgelangt, wieder steil aufwärts geknickt findet. Auch vom Rath hat die gleiche Beobachtung gemacht und sagt (S. 394 der oft citirten Abhandlung): „Die Gneissschichten scheinen hier wie in der Medelserschlucht in ihrem Emporsteigen flacher umzubiegen.“ Die Sedimente sind in dem Kamm von den Windgällen bis an's Scheerhorn nördlich über sich selbst zurückgelegt, wie wir dies früher auseinander gesetzt haben. Die krystallinischen Gesteine stehen unter den Sedimenten im Allgemeinen steil, discordant zu den letzteren; da aber, wo sie durch die genannte Falte nördlich auf die Sedimente übergelegt erscheinen, liegen sie mit ihrer Structur den Sedimenten theils vollständig, theils nahezu vollständig parallel auf. Sie machen vom Maderanerthal gegen die oberen Staffelalpen den mächtigen Bogen mit (Profil II bis VI, IV b und VI b). Wo die Sedimente sich wieder gegen Süden aufrichten, knicken die krystallinischen Gesteine, wie dies am Ruchkehlepass vom Tschingelgletscher östlich des Gross-Ruchen aus sehr schön zu sehen ist, in scharfem Winkel ebenfalls wieder nach oben (vergl. Prof. VI) — viel plötzlicher, als die Sedimente — und schmiegen sich den letzteren wiederum parallel an. Ganz in gleicher Weise beachten wir dies in der östlichen Fortsetzung der Alpnoverplatten, wo allerdings die Falte nicht mehr so gross ist, oberhalb des Hüfiälpli (Prof. VII unter 3397 M.) und am Absturz zwischen Ober- und Unter-Sandalp (Taf. IX Fig. 10). Unten im Maderanerthal, wo die krystallinischen Schiefer steil stehen, und selbst noch theilweise bei den Hütten der Alpnov (Staffelalp am Südfuss des Gross-Ruchen) sind sie schön und ganz krystallinisch ausgebildet, zum Theil als schöne Hornblendegneisse mit gewundener Structur. In dem Theil aber, der als unmittelbar umgebogene Verlängerung betrachtet werden muss, in dem oberen Theil der Alpnoverplatten sind sie viel undeutlicher ausgebildet, meist stark sericitisch, oft selbst Talkglimmerschiefer oder durchscheinende felsitische Schieferplatten geworden, ohne dass man eine bestimmte Grenze bezeichnen könnte. Sie sind in der Streichrichtung oft von Spalten durchsetzt, welche sich nachträglich mit Quarzsekret gefüllt haben und auskeilend, dann in verschobener Richtung wieder fortsetzend, sich in grosser Zahl aneinander reihen. Diese Klüfte stehen senkrecht auf der sich ändernden Fallrichtung, welche die Richtung des Maximalzuges ist. Die Vermuthung wird sehr nahe gelegt, dass diese, so wie manche andere undeutliche Gneisse, Verrucano-,

Casanna- etc. Schiefer durch Biegung und Streckung, überhaupt durch mechanische Vorgänge aus echt krystallinischen Schiefern hervorgegangen sind. Dass die Alpnoverplatten dennoch jünger sind, als die echten Granitgneisse der centralsten Zone geht daraus hervor, dass sie stellenweise eckige Brocken eines grünen, dem Windgällengestein sehr nahe verwandten Porphyrs enthalten, was bei den Gesteinen der centralsten Zone niemals gefunden worden ist, und dass sie mit der casannaartigen Zone des Centralmassives zusammenhängen.

Die krystallinischen Schiefer am Südabhange des Maderanerthales machen die grosse Biegung ebenfalls noch mit; sie sind vom Zusammenhange mit der Umbiegung am Nordgehänge nur durch die Thalerosion getrennt (Taf. XI Fig. 1 am Seelengrate links vom Oberalpstock absteigend).

Also auch hier am Nordabhang des Maderanerthales sehen wir, dass die krystallinischen Gesteine den Sedimenten parallel sich anlegen und deren Biegungen besonders auf den oberen Seiten bei umgekehrter Lagerung theilweise mitmachen können. In diesem Gebiete ist nirgends ein Unterschied in den Lagerungsverhältnissen von krystallinischen Schiefern und Sedimenten zu finden und die ersteren sind petrographisch ganz identisch mit denjenigen Massen, die an anderen Stellen, z. B. im benachbarten Reussthal, am Cambriales, im Sandalpkessel etc. steil unter den flach liegenden Sedimenten stehen und die letzteren auf ihren Schichtenköpfen tragen.

Am *Scheidnössli* (nicht ganz ein Kilometer nördlich von Birtschen bei Erstfeld im Reussthale) sind Contacte sehr schön entblösst. Lusser und Escher kannten die Stelle seit langer Zeit; ich selbst besuchte sie zuerst in Begleitung von Escher, hernach noch sehr oft allein. Stellenweise scheint es, dass der 70° nach Süd fallende schöne, glimmerreiche Gneiss unserer „nördlichen Gneisszone“ an dem aufliegenden, sanft nach Nord geneigten Röthikalk discordant haarscharf abschneide. Andere Stellen aber zeigen ein Hinunterbiegen und Hinunterknicken der Schichtenköpfe des Gneisses (wenn man das Ausgehende der krystallinischen Schiefer so nennen darf) unter die Röthigruppe, ein vollständiges Anschmiegen an die Lagerung des letzteren (Taf. IX Fig. 7). Hier beginnt die Röthigruppe statt mit Dolomitmarmor mit Quarzitbänken und Dolomit. Im sich biegenden Gneiss finden wir wie bei Vättis unregelmässige, verworren krystallinische, zum Theil dolomitische Knollen. Dieselben entsprechen nach Structur und Zusammensetzung genau den dolomitischen Verrucanolagen, welche am Hausstock und einigen Stellen des Kärpfgebietes un-

mittelbar dem Röthidolomit anliegen. Sie sind hier die einzigen Repräsentanten des Verrucano, der im Allgemeinen zwischen den Kalkformationen und dem Glimmergneiss hier weggeschürft ist. An manchen Stellen wird der Gneiss nahe am Contacte enge gefältelt, oft sieht er fast wie Verrucano aus und enthält so viele Stücke von Röthikalk und Quarzitmasse, dass eine sonderbar verworrene Reibungsbreccie oder ein Conglomerat nicht selten mit Rutschstreifen entsteht, dem man deutlich ansieht, dass es auf gewaltsamste Art geknetet worden sein muss. Der Anblick ist ein durchaus anderer als derjenige, welchen die vulkanischen Breccien an Gangrändern gewähren. Hier sehen wir nichts von krystallinischen Gesteinen, welche in die Klüfte der eingeschlossenen Brocken oder gar des anstehenden Sedimentgesteines eingedrungen wären, nichts von Contactmetamorphose, nur Reibung, Quetschung, Biegung, Ineinanderstossen der schon vorhandenen längst festen Gesteine.

Escher erwähnt von einer anderen Stelle im Gebiete des Scheidnössli (Reisenotizbücher), dass sich dort ganz so wie im Berner Oberland ein „Gneisskeil“ in eine Biegung der Zwischenbildungen hineinziehe. „Das Gestein ist zwar mehr feldspathhaltiger Quarzit als Gneiss zu nennen und undeutlich krystallinisch ausgebildet. Die Schieferung am Contacte bis 150 bis 200 Fuss entfernt davon ist undeutlich verworren, erst in grösserer Entfernung wird sie die gewöhnliche steil stehende.“

An einer Ecke hoch *über Schwändiberg,* oberhalb der Klus (Erstfeld) sah ich, dass wirklich der steile Gneiss scharf an die flach nordfallenden Sedimente, die hier in Dolomitmarmorlagen beginnen, grenzt. Die Berührungsfläche zeigt hier ausgezeichnete Rutschstreifen in der Fallrichtung der Sedimente an der Unterseite derselben.

Von der Westseite des *Bockitobels* (jenseits der Reuss, gegenüber dem Scheidnössli) erwähnen Escher und Lusser ebenfalls einen wohl 50 Fuss langen, von den Zwischenbildungen umbogenen Gneisskeil. Auch hier ist die deutliche Ausbildung und steil südlich fallende Schieferung des Gneisses erst in einiger Entfernung von den Grenzen sichtbar, nahe am Contact aber vielfach verbogen und den Sedimenten sich anschmiegend.

Im *oberen Ruseinthale* und *am Sandgrat* zeigt sich in auffallendem Grade das gewölbeförmige Anschmiegen der krystallinischen Gesteine an die Sedimente. Dasselbe ist Escher schon lange aufgefallen. 1841 schrieb er in sein Notizbuch,

nachdem er von der Alp Rusein gegen den Stockgron geklettert war: „Offenbar muss indess auch hier der Gegensatz der Lagerung zwischen dem Sediment und dem sogenannten Grundgebirge aufgegeben werden.“ Vom Rath beobachtete am Abhang von Tödi und Stockgron gegen das Ruseinthal zwischen dem Gneiss und den Sedimenten etwa 25 M. talkige grüne und rothe Schiefer, die gleichen, die wir schon öfters erwähnt haben, und sagt dann: „An der von mir erreichten Berührungsstelle zeigen die Gneisstafeln ein so geringes Fallen, dass eine discordante Lagerung zwischen Gneiss und Kalk nicht hervortrat, daher ist es schwierig, zu entscheiden, welche Schiefer noch zum Gneiss gehören.“ Derselbe Geognost hat das Fallen der krystallinischen Gesteine im mittleren Theil des Ruseinthales zu 80° S, am Fuss des Piz Cambriales zu 75° S, an der oberen Ruseinhütte noch zu 45° und an der Kalkgrenze zu 20° S gemessen. Diese Messungen stimmen mit zahlreichen eigenen überein. Im Uebrigen stelle ich hier die Beobachtungen anderer, wenn solche vorhanden sind, absichtlich in den Vordergrund, weil man meine entsprechenden Angaben schon für Beobachtungsfehler erklären wollte. Am Sandgrat selbst wechselt auch die Fallrichtung der Schichten ganz wesentlich. Escher mass in der Nähe des obersten Staffels der Alp Rusein h. $5^1/_2$ mit 70° Südfall, am Sandgrat h. 12 und 50° Ostfall und glaubte hierin „ellipsoidische Umbiegung der Gesteine der Centralmassive nahe ihrem östlichen Ende“ zu erkennen. Er nennt das Gestein in der Sandpasslücke „ausgearteten Gneiss“ und setzt hinzu, es könnte unmöglich vom Gneiss selbst getrennt werden. An der Westseite des Sandgrates fallen die talkigen grünlichen oder schwarz schimmernden Schiefer, in denen Feldspath nicht deutlich zu erkennen ist, sanft westlich parallel den Sedimenten (Taf. IX Fig. 5). Im mittleren und östlichen Theil des Sandgrates streichen sie h. 6 bis h. 12 und fallen ungefähr 50° gegen O. Escher schrieb 1841: „Eine Trennung zwischen den östlich und westlich fallenden Schiefern ist durçhaus nicht zu sehen, auch bei der Gleichartigkeit des Gesteines höchst unwahrscheinlich.“ Es ist mir selbst gelungen, an einigen Stellen bei ausserordentlich kleinem Schneestand im October 1871 die Umbiegung von Ost- in West-Fallen auf der Nordseite des Grates zu beobachten (Taf. IX Fig. 6). Der Gneiss schmiegt sich dem Sedimente vollständig parallel an, ist aber vom ächten Röthikalk durch eine Bank von rauher Quarz- und Verrucanobreccie getrennt. An einer andern nahe gelegenen Stelle auf dem Grate selbst ist das Profil von oben nach unten folgendes: Brauner Jura, 3 M. grauer grosskrystallinischer Marmor,

5 M. Röthidolomit, 1 M. Verrucanoschiefer, 1 M. Verrucanobreccie und Conglomerat, 3 M. dunkelvioletter Verrucanoschiefer, und endlich grauer Verrucanogneiss — alles in concordanter Lagerung mit etwa 30° NW-Fall. Wie schon Escher erwähnt, stimmen diese Varietäten des Verrucanogneisses mit solchen überein, die nahe der Alp Robi mit Giltstein in Verbindung gefunden werden.

Ganz östlich unter dem kleinen Tödi sieht man eine sehr scharfe unvermittelte Discordanz zwischen den Schiefern und dem Röthikalk. Die Schiefer fallen dort erst 50°, etwas tiefer aber 85° gegen Süden. Die unterste Bank des darauf liegenden horizontalen Röthikalkes enthält sogar an der unteren Seite Quarz- und Verrucanobruchstücke eingequetscht und geht stellenweise in eine Breccie über.

Der Sandgrat zeigt als Ganzes in seinen krystallinischen Gesteinen Gewölbebau, der sich westlich an die Sedimente anlehnt. Nach meinem Dafürhalten ist es nothwendig, die Stellen noch besser zu untersuchen. Ich selbst bin trotz mehrfachen Besuchen nicht zu der zu wünschenden klaren Uebersicht gekommen. Die Gegend ist rauh und wild, der Zusammenhang der Einzelbeobachtungen nicht einfach zu übersehen, und die Zeit, welche man hier weilen kann, gewöhnlich zu kurz. Gewitter, Sturm und Schneegestöber haben mir mehrmals meine Versuche, die Beobachtungen zu vervollständigen, abgeschnitten.

Unter dem *Piz Puntaiglas*, dem östlichsten Tumbifhorne, an der steilen Wand, welche gegen den Puntaiglasgletscher abfällt, beobachtet man, dass selbst die vertikale Zerklüftung des Puntaiglasgranites oben eine Biegung gegen Norden an die Sedimentgrenze sich anlegend macht, und dass zwischen dem Piz Puntaiglas und dem Piz Frisal sich die krystallinischen Gesteine den Sedimenten vollkommen parallel anschmiegen (Taf. VIII Fig. 2 und Profil X).

Auf der *Röthialp* am Nordabhang des Tödi finden wir unter dem Röthidolomit, kaum merklich discordant mit diesem, verrucanoähnliche Schiefer, die tiefer in anthracitische Schiefer übergehen. Die Anthracitschiefer, welche das Vorder-Bifertengrätli bis an den Ochsenstock hin bilden, fallen hier schwach nördlich und nordöstlich, die gneissartigen Gesteine darunter hingegen fallen südlich. Wo die letzteren entblösst sind, nehmen ihre Schichtenköpfe vielfach eine quarzconglomeratische oder quarzbreccienartige Structur an. An manchen Punkten fehlen die Anthracitschiefer, wieder an anderen fallen auch verrucanoartige Gesteine steil südlich. Der Röthikalk ist an seiner Sohle hier meistens von einer ächten Verrucanoconglo-

meratbank begleitet. An mehreren Punkten sieht man die letzteren zusammen mit Quarziten dem Röthikalk vollkommen parallel und diesen Conglomeraten wiederum concordant sich anschliessend die gneissartigen Gesteine stehen. Es ist unmöglich, die Gesteine, welche älter als Röthikalk sind, am Nordabfall des Tödi in steil südlich einfallende und in den Sedimenten parallele zu scheiden. Die gleichen Gesteine nehmen bald die eine, bald die andere Fallrichtung an. Im Allgemeinen aber lässt sich auch hier nicht verkennen, dass in der Nähe des Contactes gegen die Sedimente hin die krystallinischen Gesteine am meisten Abweichungen von der steil südlich fallenden Lage und am meisten Annäherung an die Lage der Sedimente zeigen.

Von mehreren weiteren solchen Verwicklungen an den Contactgebieten habe ich durch Abbildung (Taf. IX Fig. 9, 10, 11 und 12) eine Vorstellung zu geben versucht.

Endlich sei hier, der Vollständigkeit halber, nochmals an die Contactbiegungen der krystallinischen Gesteine im Berner Oberland erinnert.

Auf der andern Seite darf nicht vergessen werden, dass es ebenfalls Stellen giebt, wo die krystallinischen und halbkrystallinischen Gesteine scharf abbrechen und die Sedimente auf ihren steilen Platten liegen, ohne dass die ersteren umbiegen. So habe ich z. B. die gegenseitige Lagerung im Limmernboden an denjenigen Stellen gefunden, wo es mir möglich war, den Contact zu erreichen.

Unsere angeführten Beobachtungen können wir in die Worte zusammenfassen:

Die krystallinischen Gesteine sind sehr oft am Contacte mit den Sedimenten der Art gebogen, dass sie sich in ihrer Lagerung derjenigen der Sedimente mehr oder weniger anschmiegen.

Allerdings bezieht sich dies zunächst nur auf das Finsteraarmassiv; allein wenn sich daraus mit Nothwendigkeit Schlüsse auf die wirkliche Natur des Centralmassives ergeben, so muss diesen Schlüssen eine allgemeinere Bedeutung zukommen, da die ganze Natur des Finsteraarmassives nicht anders sein kann, als diejenige der Centralmassive überhaupt und Unterschiede der verschiedenen Centralmassive nur unwesentliche Seiten derselben betreffen können. Studer gab bei Gelegenheit einer Discussion an der Versammlung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Schaffhausen 1873 zu, dass die Lagerung der Centralmassivschiefer am Contacte oft verworren wird, hält aber diese Erscheinungen für unwesentlich und glaubt, sie durch den Druck der aufliegenden Sedimente erklären zu können. Warum aber, müssen wir fragen, soll die Last gerade auf diese Zone eine solche

Einwirkung ausüben, während die tieferen noch viel stärker belasteten Theile der krystallinischen Schiefer meistens keine gestaute Fältelung zeigen? Und wie verhält es sich da, wo der Gneiss den Sedimenten annähernd parallel aufliegt? Unterschätzt nicht vielmehr Studer die Bedeutung der oben angeführten Erscheinungen?

2) In das Centralmassiv eingeklemmte Sedimentmulden.

Sind die Centralmassive ein System von mehreren zusammengedrängten Falten, von welchen in den inneren Theilen nur noch eine Wiederholung der tieferen Lagen, in den äusseren hingegen eine mehrfache Wiederholung der oberen halbkrystallinischen Schiefer zu Tage tritt, so müssen am Ende der Centralmassive, wo die Falten an Intensität und Gedrängtheit abnehmen, möglicherweise noch innerhalb des Fächers, Sedimentmulden dazwischen eingeklemmt zu finden sein. Bestehen die Centralmassive aus einer grossen Falte, so ist es leicht denkbar, dass dieselbe sich gegen ihr Ende, wie Sedimentfalten dies so oft thun, in mehrere kleinere auflöst. Auch in diesem Falle werden die Sedimente in das Centralmassiv eingreifen. Im ersten Theil dieses Kapitels D haben wir gesehen, wie der scheinbar qualitative durchgreifende Unterschied in der Lagerung der krystallinischen Gesteine und der Sedimente dadurch sich schon etwas überbrückt, dass die krystallinischen Gesteine oft der Lagerung der Sedimente sich anpassen; im Folgenden wollen wir zeigen, dass Sedimente sich oft wie krystallinische Gesteine stellen, sogar in der Weise, dass man sagen kann, sie nehmen an der Zusammensetzung der Centralmassive selbst Theil. Dadurch wird der Lagerungsunterschied nach meinem Dafürhalten als vorwiegend blos quantitativ dargelegt.

Zählen wir nur die auffallendsten hierher gehörigen Erscheinungen der Tödi-Windgällen-Gruppe auf.

Am Abhange der Tödimasse gegen das Val Rusein sehen wir den Röthidolomit erst unter dem Bleisasverdas (Taf. VI Profil IX und Taf. XII Fig. 1), dann noch viel ausgeprägter unter dem *Piz Mellen* (d. h. der „gelben Spitze", 3379 M. hoch) plötzlich, begleitet von etwas Verrucano und Kohlenschiefer, steil südlich zwischen die gneissähnlichen Gesteine einfallen. An einer Stelle steckt sogar, abgequetscht vom Zusammenhang mit den oberen Schichten, ein Fetzen brauner Jura im Röthikalk. Während wir den letzteren am Klein-Tödi 3000 M. hoch finden und er von da gegen den Piz Mellen und Stockgron auf 3300 M. hinauf steigt, finden wir einen Lappen davon senkrecht darunter wohl 1000 M. tiefer im Central-

massiv dessen Gneissen parallel eingeklemmt. Dabei ist das Gestein des Röthikalkes wie des braunen Jura, so viel ich beobachten konnte, nicht verändert. Der ganze Piz Mellen besteht aus den steil südfallenden, stellenweise fast senkrechten Platten des glänzend gelbrothen Röthidolomites. An seinem scharf begrenzten Südrande steigt, parallel mit seinen Schichten, der Gneiss hoch unter den Gipfel des Stockgron [1]) empor, während zwischen beiden die meist mit Schnee gefüllte Rinne der Porta a Spescha sich hinaufzieht. Oben biegt der Röthikalk sammt einigen verrucanoartigen Schiefern und schwarzen Schiefern der Steinkohlenformation scharf um, setzt über das Kamin, und zieht sich zuerst südlich, bevor er wieder tiefer gegen Val Gliems sinkt, fast horizontal in merkwürdigem Kontraste mit dem benachbarten Piz Mellen, in geringer Tiefe unter dem Gipfel des Stockgron durch. Die jüngeren Gesteine, die oberen Schichten des braunen Jura und der weisse Jura greifen nicht in die spitzgequetschte Mulde ein, sondern kamen mit einer leichten Einbiegung davon.

In der Streichrichtung des Piz Mellen gegen Osten liegt Schnee und Eis, und wo ob dem Grünhorn und am Fusse des Bifertenstockes der Röthikalk wieder zu Tage tritt, ist unsere spitzgequetschte Mulde bald verschwunden. Gegen Westen folgt die weite tiefe Lücke des Val Rusein. An dessen rechter Seite, am Südabhang des Culm Tgietschen finden sich oft feine schillernde braune Thonglimmerschiefer und Sericitschiefer, die denjenigen, welche die Röthimulde begleiten, entsprechen und ihre Fortsetzung andeuten. Am Tschingelgletscher scheint die gleiche Mulde noch vorhanden zu sein, freilich wie rechts am Val Rusein nicht mehr in Röthikalk, nur noch in schiefrigen Verrucano-Gesteinen. Sericitische Schiefer, wie wir sie an vielen Stellen unmittelbar unter dem Röthidolomit, diesem vollständig parallel finden, Gesteine, die von solchen, welche über den Anthraciten liegen, ununterscheidbar sind, und die wir nach ihrer Lagerung andernortes als sichere Sedimente erkennen, bilden mit steilem Südfall als ächte Glieder des Centralmassives einen Theil der „Strahlige Stöckli“ am Tschingelgletscher südlich des Düssistockes und reichen westlich über das Brunnithal hinüber. Links und rechts folgen krystallinisch besser ausgebildete Gesteine, zunächst undeutliche Gneisse, dann schöne Hornblendegneisse, — alles in vollständig gleicher Lagerung (Bd. I. S. 26 und 27).

---

[1]) Der Stockgron heisst auf manchen Karten auch Piz Rusein. Seine Höhe 3418 M. unterscheidet ihn am sichersten von dem ebenfalls Piz Rusein genannten 3623 M. hohen Tödigipfel (vergl. Bd. I S. 8).

Eine zweite merkwürdige Mulde können wir auf eine viel grössere Längenerstreckung verfolgen. Ihr westliches, am weitesten gegen den innersten Theil des Centralmassives vorgeschobenes noch erhaltenes Ende bildet den *Stock Pintga* (Taf. XI Fig. 3 und Taf. XII Fig. 1 und 2). Der braune Jura liegt als schöne auffallende Mulde im Röthikalk, und dieser in den schwarzen Schiefern der Anthracitformation, darunter beginnen die steil stehenden gneissartigen Gesteine. Escher kannte, wie eine Zeichnung, die sich in seinem Nachlass gefunden hat, zeigt, die Mulde des Stock Pintga genau. Hier sitzt sie gewissermassen dem Centralmassiv auf. Wie sie weiter östlich tief in das Centralmassiv hineingreift, ist erst deutlich zu sehen, seitdem in den sechziger Jahren dieses Jahrhunderts der Gliemsgletscher so stark zusammengeschwunden ist. Vom Stock Pintga westlich (vergl. Taf. XI Fig. 3 und Taf. XII Fig. 6 und Prof. IX) sinken die Schichten des Röthikalkes und des braunen Jura erst mit steilem Nordfallen unter den Gletscher ein, dann drehen sie sich durch die senkrechte Lage zum Südfall um. Das Ausgehende des steilen Röthikalkes steigt sodann bis an den Grund des hintern Gliemsthales hinunter, jenseits wieder hinauf und umsäumt so den unteren steilen Lappen des Gliemsgletschers. 1874, da ich zum dritten Male die Stelle besuchte, war an einigen Punkten zwischen Röthikalk und Gletscher noch Quartnerschiefer zu sehen. Zwischen Stock Pintga und Gliemsgletscher lässt sich erkennen, dass hier die Mulde eng zusammengepresst ist. Ob der braune Jura ebenfalls noch so tief in dieselbe eingreift, dürfte bei fortgehendem Schwinden des Gletschers nach wenigen Jahren leicht zu entscheiden sein. Hier am unteren Ende des Gliemsgletschers also steht der Röthidolomit wie die Gneisse steil südfallend. Südlich lehnen sich Verrucano, Kohlenschiefer und Casannaschiefer an; dann folgt nochmals ein kleiner Fetzen Röthidolomit ohne sichtbaren Zusammenhang mit dem übrigen, hernach halbkrystallinische Schiefer, gneissartige Gesteine und endlich der Granit des Piz Ner, alles vollständig parallel als Platten eines Centralmassives ohne irgend welche Unregelmässigkeiten aneinander gelegt (vergl. die Karte). Der letzte kleine Röthifetzen ist mir allerdings nicht vollständig verständlich. Am meisten gerechtfertigt erscheint es für diesen Fall an die an manchen Stellen schon in den oberen Lagen des Verrucano enthaltenen, grossen, linsenförmigen, an Röthidolomit erinnernden Kalklager zu denken.

In der Lücke zwischen Urlaun und Piz Ner (in der Kehle Prof. IX b) biegt der Röthikalk wieder südlich um, ganz ähnlich wie oben zwischen Piz Mellen und Stockgron. Der Kohlenschiefer unter dem Röthikalk hingegen, der eine ent-

sprechende Umbiegung am Stockgron mitmacht, bleibt hier der Centralmassivstellung treu. Auf seinen Schichtenköpfen liegt, theilweise horizontal, etwas Verrucano, und diesem parallel Röthikalk etc. darüber. Die Grenze der Gesteine, die einerseits wie die jüngeren Sedimente, andererseits wie die krystallinischen Schiefer fallen, liegt also bald unter, bald über dem Kohlenschiefer, und sie kann, wie wir durch spätere Beispiele sehen werden, noch mehr wechseln.

Während unsere Pintga-Mulde am unteren Ende des Gliemsgletschers recht eigentlich spitz und tief in das Centralmassiv hinuntergreift, wird sie gegen Osten breiter und fasst auch höhere Schichten mit. Schon die Schichtenlage des Hochgebirgskalkes, am obersten Grat des Piz Urlaun lässt die tief greifende Mulde im Centralmassiv erkennen. Im Piz Frisal, wo der ganze Jura darin liegt, wird die Lagerung des letzteren durch unsere Mulde eine doppelte. In diesem Verlaufe hat die Mulde bereits den Charakter einer in's Centralmassiv eingreifenden verloren und denjenigen einer gewöhnlichen aufliegenden angenommen. Die Sedimentdecke ist allgemeiner geworden und greift nun auch südlich über das ganze Centralmassiv hinüber. Eines bleibt auch hier noch auffallend: Wie an der Ostseite des Puntaiglasgletschers sichtbar ist, bleibt der Südflügel der Mulde den krystallinischen Gesteinen parallel, der Nordflügel ist flach geworden (Profil X), die Sedimente, welche weiter südlich vom südlichen Flügel liegen, sind um eine mächtige Stufe höher gehoben und gegen den steilen Südflügel der Mulde scharf abgeknickt. Also auch hier noch zeigt diese letztere eine tiefe Theilung im Centralmassiv, eine Gabelung nahe an seinem Ostende an. Nach unserer Auffassung liegt südlich das höhere, nördlich das niedrigere krystallinische Gewölbe. Das erstere besteht wesentlich aus gut krystallinisch ausgebildeten, das letztere vorwiegend aus halbkrystallinischen Gesteinen. Ein entsprechendes stufenförmiges Absetzen des Centralmassives wiederholt sich weiter nördlich am Sandbachsturz zwischen Ober- und Unter-Sandalp. Der Verwitterungsabtrag hat in dem höheren Niveau westlich die Sedimentmulden bis an ihren Grund zerstört, wodurch die Gliederung des Massives in vielleicht mehrere zusammengepresste Falten undeutlicher wird.

Wir begegnen der allermerkwürdigsten spitzgequetschten, in's Krystallinische eingeklemmten Sedimentmulde, wenn wir vom Puntaiglasgletscher das *Val Puntaiglas* hinuntersteigen. Erst ziehen sich die Kalkformationen mit etwas verrucanoartigen Schiefern in einer Höhe von 2800 bis 2900 M. über dem steil stehenden Puntaiglasgranite fast horizontal gegen Süden. An der langgezogenen Südseite des Bri-

gelserstockes finden wir sie nirgends in einer geringeren Höhe als bei etwa 2400 M. Unter dem Piz Tumbif aber sinken sie plötzlich in enger Mulde gegen das Val Puntaiglas hinunter. Bis zu etwa 2300 M. Meerhöhe besteht die Mulde aus beiderseits von Verrucanogesteinen begleitetem Röthidolomit zwischen welchem Eisenoolith und etwas schiefriger Hochgebirgskalk stecken. Tiefer abwärts verschwinden die jurassischen Gesteine, während der Röthidolomit, im Ganzen (beide Muldenflügel zusammengerechnet) etwa 12 bis 15 Meter mächtig, mit 70 bis 80° Südfallen noch 600 Meter tiefer bis auf etwa 1700 M. in Gestalt eines auffallenden gelben Felsbandes hinuntersteigt (Taf. VIII Fig. 3, Taf. XI Fig. 3 und Profil X). Dieser Röthikeil setzt auf die Westseite des Thales über, geht aber dort nicht so tief, und ist im Val Rabius schon nicht mehr zu finden.

Vom Röthidolomit, der seine Beschaffenheit unverändert behalten hat, finden wir, denselben concordant bedeckend, thalauswärts folgende Gesteine:

1 bis 6 M. mächtig wellige, grüne, glänzende, von zahllosen Rutschflächen durchsetzte Talkglimmerschiefer und Chloritschiefer scharf gegen den Röthidolomit abgegrenzt. Die gleichen begleiten auch hoch oben am rechten Thalgehänge den Röthikalk und finden sich unter der auffallenden Röthikalkwand im Puntaiglasgletscher, welche sich südlich vom Urlaun gegen Gliems fortsetzt. Es enthalten dieselben hier im Val Puntaiglas oft in den Kluftflächen Krusten von Manganeisenerzen, früher sind dieselben zum Theil ausgebeutet worden. Talkquarzite und andere verrucanoartige Gesteine begleiten diese grünen Schiefer. Dann folgen feste Hornblendegneisse, deren ausgeprägte Structur etwas steiler steht als ihre plattenförmigen Absonderungen und so gegen die Röthimulde einen ganz flachen Winkel bildet. Sie gehen in prachtvolle, grosskörnige Hornblendegesteine über. Diese letzteren sind es, welche in unzusammenhängenden Nestern eine Menge von Erzen führen. Magneteisen ist am häufigsten, dann werden Eisenglanz, Schwefeleisen, Markasit, Manganerze, Kupferkies, Malachit, Kupferlasur hier neben Hornblende, Quarz, Feldspath, Apatit etc. gefunden. Die alten, seit 1848 verlassenen Eisengruben befinden sich in diesen Hornblendegesteinen. Die nun thalauswärts folgenden dunkelgrünen, chloritischen Schiefer trennen sich von den Amphibolgesteinen nicht scharf ab und enthalten noch solche in Gestalt grosser Linsen eingeschlossen. Höher oben am Gehänge folgt gneissartiger sericitischer Verrucano, im Thale unten massiger Diorit, dann Sericitgneiss und wieder Verrucano.

Thalaufwärts im Liegenden des Röthidolomites finden wir zunächst die

gleichen Gesteine wie thalauswärts, nämlich grünen talkigen Schiefer, gneissähnliche Gesteine, Quarzitschiefer und andere Gesteine der Verrucano- und Casannagruppe. Escher hat 1840 das Val Puntaiglas besucht und schon damals, wie ich nachträglich in seinen Reisenotizbüchern fand, die zusammengequetschte Röthidolomitmulde freilich ohne ihren Zusammenhang mit den Kalkformationen in der Höhe zu finden, beobachtet. In diesen eben genannten verrucanoartigen Gesteinen, welche nördlich die Röthimulde unterteufen, fand er aber noch weitere Kalkmassen: „Zu meiner grossen Verwunderung", schreibt er, „fand ich eine ebenfalls steil südfallende, circa 40' mächtige Masse graulichen und weisslichen, etwas krystallinischen Kalkstein, nicht selten auch mit dem Ansehen des dolomitischen Kalksteines" (d. i. Röthidolomit) „und mit gelblich bestaubter Oberfläche, dieser keilt sich aber nach unten und oben deutlich im Talkquarzit aus und bildet blos ein 1500 bis 2000 Fuss langes und 40 Fuss dickes Nest. Hundert Schritte weiter nördlich liegt im nämlichen Quarzitschiefer abermals ein 50 Fuss mächtiges und ebenso langes, dito nach oben und unten sich auskeilendes Kalklager, in welchem ich zu meiner Freude auch die späthigkörnige, dunkelgraue Lage (Lias) mit zahlreichen Pentacriniten und deutlichen Pecten fand." (Im Profil X ist dies mit blauer Farbe bezeichnet.) Dann folgen nördlich grüne Verrucanoschiefer, gneissartige Gesteine, sogar Granitgneiss. Die Schiefer sind an einigen Stellen gangförmig von feinkörnigem weissem Granit durchsetzt. Dann folgt Puntaiglasgranit, theilweise in schiefrigen Varietäten und von oft chloritischem Dioritschiefer noch einmal unterbrochen, endlich die grosse Hauptmasse von Puntaiglasgranit. Es ist mir leider bisher nicht möglich gewesen, die Kalklage mit den Pentacriniten aufzufinden, doch kann gewiss an der Richtigkeit der Escher'schen Beobachtung nicht gezweifelt werden.

Studer würde diese Kalklappen als ein vom Eruptivgneiss umhülltes, wahrscheinlich losgebrochenes Schichtstück betrachten, entsprechend dem Vorkommniss im Hintergrund des Urbachthales; allein er ist beiderseits normal von Verrucanoschiefer, der sicher nicht teigartig ausgebrochen ist, begrenzt und den Gneissplatten genau parallel. Warum sind solche scheinbar losgetrennte Sedimentfetzen dem Gneisse parallel eingelagert so oft bekannt, während bis jetzt aus den Alpen noch kein einziges Beispiel von einem losgetrennten schief im Gneiss liegenden Stück gefunden worden ist? Warum sind es nur grössere Platten, die eine kleine Schichtengruppe darstellen und nicht Brocken von allen Formen und Dimensionen wie bei den silurischen Kalkbrocken im postsilurischen Granite bei Christiania? Sind

solche Fetzen in den Alpen nicht vielmehr die innersten Kerne von eng gepressten Mulden, die sie umhüllenden verrucano- und gneissartigen Gesteine ebenfalls noch Bestandtheile der Mulde, während die sie mit dem übrigen gleichen Gesteine verbindenden Gewölbebogen verschwunden sind und der Zusammenhang mit den höher oben liegenden Sedimenten abgequetscht ist? Sind es nicht die untersten Lagen der Kalkformationen, welche durch die Bewegungen der Centralmassivbildung in Fetzen abgeschürft und von den Centralmassivgesteinen eingeklemmt worden sind? Endlich können wir auch daran erinnern, dass ganz ähnliche, fast unbegreifliche Verquickungen innerhalb sicher bestimmbarer Sedimente vorkommen. Wir brauchen nur an die von Lias eingeschlossene Nummulitenlage unterhalb der Alp Robi, an Kärpfgebiet und Panixerpass etc. zu denken.[1])

Auf der rechten Thalseite von Puntaiglas, am Südgrat des Piz Mut, wo südlich neben dem Punkt 2388 M. der Röthikalk durchstreicht, fehlen zu beiden Seiten desselben die welligen grünen Schiefer, auch die Hornblendegesteine mit den Eisenerzen auf der südlichen Seite nicht, auf der Südseite folgt dann sogar Granitgneiss, Gneiss und erst tiefer am Rheinthalgehänge Verrucano. Hier ist die Kalkmulde noch viel vollständiger mitten in die Gesteine des Centralmassives, deren Streichen und Fallen vollständig parallel, eingequetscht als dies auf der linken Thalseite sichtbar ist.

Bei all' diesen spitzen Mulden des Röthikalkes und der unteren Juraschichten muss noch hervorgehoben werden, dass diese Formationen gar nirgends discordant an die jüngeren Sedimente grenzen, sondern die letzteren die spitzen Mulden immer durch leichtere Einbiegungen nachzeichnen. An eine Aufrichtung der älteren Schichten etwa zwischen der Ablagerung des Röthikalkes und des Jura kann daher nicht gedacht werden.

Weiter östlich im Brigelserhorn, Piz Dedent (2772) und Piz Dedo (2702) greift unsere Kalkmulde Schritt für Schritt weniger tief — wir kommen in ein Gebiet, wo die Falten des Centralmassives gesunken, milder geworden sind, und in Folge davon die Sedimente, hier in Gestalt mächtiger Verrucanomassen, gefaltet aufliegen.

---

[1]) Baltzer kennt aus dem Berner Oberland nicht nur Kalkfetzen im Gneiss, sondern auch Gneissfetzen im Kalk. Bei eruptiver Entstehung des Gneisses wäre dieses Verhältniss unerklärlich, es macht einen Altersschluss zwischen den beiden Gesteinsgruppen unmöglich und beweist, dass gegenseitige Verknetung am Contact, aber kein eruptives Einhüllen des einen durch das andere stattgefunden hat.

Bei Inschi, eine gute halbe Stunde oberhalb Amstäg, fand Lusser in einem Bachtobel ein Lager graulichen Schieferkalkes zwischen talkigen Schiefern, die denen des Kärpfstockes entsprechen, in die gneissartigen Gesteine mit etwa 50° Fall gegen SSO concordant eingeklemmt. Dies Lager setzt gegen Osten über die Reuss und keilt sich in der Anthracitmulde des Bristenstockes aus. Gegen Westen setzt es in's Gornerenthal hinauf und bildet im Meyenthal bei Fernigen die bekannte Kalkmasse, welche aus gequetschtem Eisenoolith, Schiltkalk und hauptsächlich Hochgebirgskalk besteht. Ob der Zusammenhang der Inschikalke mit denjenigen des Meyenthales ununterbrochen, oder die Mulde stellenweise verquetscht ist, ist bisher nicht genau untersucht worden. Die gewaltigen mechanischen Umformungen, welche dieser Kalklappen, rings eingeklemmt von enormen Gneissmassen, die noch heute seine tiefsten sichtbaren Theile um fast 3000 M. überragen, erlitten hat, sind in dem Kalkstein selbst durch die zahlreichen enorm gestreckten Belemniten zu erkennen. Bei Fernigen liegt der Kalk vom Rande des Massives gemessen 6 Kilometer tief im Innern des krystallinischen Gebirges.

Das Wesentliche für uns in allen diesen Beispielen ist folgendes:

Die Sedimente, in ihrer Lagerung oft ganz unerwartet krystallinischen Platten vollkommen gleich, begleiten nicht nur Centralmassive an den Flanken, sondern greifen tief in dieselben ein und nehmen an deren Aufbau Theil, ohne dabei irgend welche andere als blos mechanische Metamorphose erkennen zu lassen. Diese Sedimentfetzen sind Reste von eng gequetschten, stellenweise verquetschten tiefen Mulden, nicht aber losgebrochene umhüllte Stücke.

3) Sedimente als Centralmassivgesteine.

Sehr viele Partien der Centralmassive sind, wie ich nachzuweisen versuchen werde, aus Sedimenten gebaut, ohne dass diese mit den darüber liegenden Sedimenten in einer solchen Verbindung stehen, welche ihre Natur als spitze tiefe Mulden ohne weiteres nachweisen liesse.

Am Nordabhang des *Bristenstockes*, der ganz und gar mitten im Finsteraarmassiv liegt und mit jedem Partikelchen an der allgemeinen Structur desselben theilnimmt, und dessen äussere Gestalt das Ideal der scharfkantigen Pyramidenform krystallinischer Gebirgsmassen zur Verwirklichung bringt, finden wir eine Zone sedimentärer Gesteine. Eingeschlossen zwischen Gneissen und gneissartigen Gesteinen liegen helle talkig glänzende Thonschiefer, in welchen in zwei schmalen Zonen

schwarze Thonschiefer mit von glänzenden Rutschflächen ganz durchwobenen Anthracitlagen enthalten sind (Bd. I S. 49). In der Verlängerung dieses Zuges gegen Osten kommen kalkige Lagen vor, und dort, am rechten Ausgang des Etzlithales bei der Herrenlimmi hat Prof. Alb. Müller in Basel, freilich nur in Blöcken, deutliche Spuren von Crinoidenstielgliedern gefunden (Bd. I S. 23). In der westlichen Verlängerung des Anthracitzuges gegen das Reussthal haben Lusser und Escher grauliche Kalkschiefer ob Riet und besonders deutlich in einer Bachrinne 5 Minuten südlich von Inschi gefunden. Dass diese beiden Stellen der gleichen Zone angehören, ist nicht wahrscheinlich, die Zone von Inschi scheint nördlicher zu liegen. Endlich folgt noch weiter westlich in der gleichen Streichlinie das von Escher gefundene und von A. Müller in Basel beschriebene Belemniten haltende oberjurassische Kalklager von Fernigen im Meyenthale, das wir schon besprochen haben.[1])

In dem ganzen Centralmassiv, so weit wir dasselbe auf unserer Karte mit hellrothem Grundton bezeichnet haben, sind bis jetzt die Müller'schen Crinoidenglieder die einzige Spur von organischen Resten.

Gleich hinter den Häusern von Amstäg hatte Lusser einst Graphit den Glimmer in den Glimmerschiefer und Gneiss ähnlichen Gesteinen vertretend gefunden und ein Stück davon in seiner Sammlung aufbewahrt. Später, als er mit Escher die Stelle besuchte, ist es ihm aber nicht mehr gelungen, wieder Graphit zu entdecken. Ich selbst bin weit entfernt, jede Spur von Graphit und Kalk als Beweis für sedimentären Ursprung anzusehen, allein da diese Ansicht doch weit verbreitet ist, mag die Lusser'sche Beobachtung manchen für unsere Untersuchungen über die Natur der Centralmassive bedeutungsvoll erscheinen.

So unsicher wir auch über die Entstehung und das Alter mancher Gesteine unseres Centralmassives sein mögen, so können wir doch sagen, dass zum mindesten paläozoische, wenn nicht noch jüngere Sedimente einen nicht unbedeutenden Theil des Centralmassives selbst bilden. Genau gleiche rothe und violette quarzfreie Sernifitschiefer, wie sie im Weisstannenthal normal unter Lias liegen, am Kärpfstock vorkommen, über den Klausen ziehen und auf Vorab und Sardona wie an den schon genannten Punkten weit ausserhalb des Centralmassives den Sedimenten parallel liegen, wie wir sie am Nordabhang des Piz Dedo concordant zwischen jüngeren Gesteinen finden, treffen wir hingegen am Sandgrat, ferner zwischen Sandgletscher und Ober-

[1]) A. Favre hat ganz entsprechende Beobachtungen über carbonische Schichten im Centralmassiv der Aiguilles rouges gemacht. Rech. Geol. II. 360 oben.

sandalp und im Limmerntobel steil südfallend als Glieder des Centralmassives selbst. Die Anthracitschiefer und die begleitenden talkigen und sericitischen Schiefer, Breccien und Sandsteine liegen am Vorder-Bifertengrätli discordant über dem Gneiss und fast vollständig concordant unter dem Röthidolomit, sie liegen normal sedimentartig. Das gleiche ist der Fall unter dem Stockgron und Stock Pintga und ferner südlich von der grossen Windgälle, wo sie an der Umkehr der Lagerung der jurassischen Schichten Theil nehmen. An der Kehle südlich vom Piz Urlaun fallen die Kohlenschiefer centralmassivisch steil südlich und der Röthidolomit liegt discordant darüber. Dort fällt die Discordanz zwischen Gneissgesteine und Kohlenschiefer, hier zwischen Kohlenschiefer und oberen Verrucano mit Röthidolomit. (Verglichen Bd. I Abschn. II A, besonders S. 50.) Am Bristenstock endlich gehören die Anthracitschiefer zum Centralmassiv, an zahlreichen anderen Orten fehlen sie.[1]) Sehr viele Verrucanovarietäten, besonders ältere, feldspathhaltige, die in den Umgebungen von Brigels, an den Brigelserhörnern, auf dem Piz Dartgas, Hausstock, Vorab, Kärpfstock echt sedimentartig liegen und die zum Theil auch den Alpnoverplatten ähnlich sind, finden wir als wahre Glieder des Centralmassives am Tschingelgletscher südlich des Düssistockes, am Cambriales, im obersten Ruseinkessel, im Val Gliems, im Gebiet der Sandalpen, besonders der unteren und im Limmernboden. An den letzteren Lokalitäten stehen sogar die jüngeren breccienartigen und sandsteinigen Sernifite, die jüngeren Gesteine vom Kärpfstock und die Gesteine von Ilanz wie der Gneiss nahezu vertikal, während blos einige Quarzitbänke den Röthidolomit begleiten und auf den Schichtenköpfen des anderen Verrucano's discordant liegen.[2])

Als ob der Verrucano die Nähe der Centralmassive scheuen würde, finden wir ihn überall in den schweizerischen Ostalpen nur da concordant den Sedimenten als deren tiefstes Glied stark, oft massenhaft entwickelt, wo kein Centralmassiv vorhanden ist. Bei Vättis, vom Tödi bis weit in's Berner Oberland hinein bildet der Röthidolomit anstatt des Verrucano die erste Sedimentschale um den Centralmassivkörper herum. Die wenigen Verrucanolagen, die ihn hier stellenweise begleiten,

---

[1]) Vergl. Lory Bullet. d. l. Soc. Géol. de France 1873 S. 400.

[2]) Dr. Baltzer berichtet in einem eben im Neuen Jahrbuch für Min. und Geol. erschienenen Aufsatze über ähnliche Erscheinungen im Berner Oberland im Gadmenthal. Gneiss und „Zwischenbildungen" liegen dort meistens discordant, stellenweise concordant; der Verrucano hält sich in der Lagerung im Allgemeinen zu den Sedimenten, stellenweise aber zum Gneiss.

stehen in keiner Beziehung zu den gewaltigen Massen, die er entfernt von Centralmassiven bildet. Dies hat ohne Zweifel seinen Grund darin, dass der Verrucano, wo starke centralmassivische Bewegungen stattgefunden haben, von der Sohle der Kalkformationen abgeschürft und in das Centralmassiv selbst hineingerissen worden ist. Er kommt dadurch nur gelegentlich discordant mit seinem jüngeren Gliede, dem Röthidolomit in Berührung, während dieser oft unmittelbar auf Gneiss liegt. Dadurch hat er gleichzeitig eine mechanische Structurveränderung erlitten, welche besonders geeignet war, conglomeratische Structuren zu verwischen und in schiefrige zu verwandeln. Viele Gesteine der casannaartigen Zone mögen gequetschter Verrucano sein.

Je älter Gesteine sind, desto häufiger finden wir sie centralmassivisch gestellt. Wir finden die Grenzen in unserer Gruppe einerseits in den obersten jurassischen Sedimenten, welche gleich den noch jüngeren niemals mehr centralmassivisch stehen; andererseits liegt sie bei den Granitgneissen der Centralzone, welche niemals echt sedimentartig liegen. Alle Gesteine, welche zwischen die genannten Endglieder fallen, können sowohl jüngeren Sedimenten sich parallel legen, als auch Mulden von centralmassivischem Charakter bilden.

Bis jetzt ist es an vielen Stellen unmöglich geblieben, zu erkennen, ob manche undeutliche Gneisse oder verrucanoartige Gesteine jünger, gleich alt, oder älter als die Anthracitbildung, ob sie Sedimente oder mechanisch veränderte alte krystallinische Schiefergesteine sind. Sollte einst eine ganz scharfe Abgrenzung dieser verschiedenen Verrucano- und Gneissvarietäten möglich werden, und an Stelle unserer schwankenden und vielfach mangelhaften Bezeichnung Sicherheit treten können, so liessen sich diese Beziehungen noch detaillirter aufführen, was ihren Werth noch bedeutend erhöhen würde. Der wie vielte Theil von den Centralmassiven in aufgerichtete Falten gepresste Sedimente, und wie viel plutonisches Gestein ist, das können wir nicht sagen, dennoch haben wir den Satz gewonnen: *Ein Theil der Gesteine der Centralmassive sind Sedimente.*

Studer glaubt die von ihm angenommene active Einwirkung der Centralmassive auf die Sedimentketten, wie wir oben wiederholt erwähnt haben, aus der von ihm behaupteten gänzlichen Verschiedenheit beider Gesteinsmassen in ihrer Lagerung folgern zu können. Dass diese Verschiedenheit eine blos scheinbare ist, glaube ich in diesem Kapitel nachgewiesen zu haben. Gümbel hingegen betont

gerade umgekehrt wie Studer die Gleichheit im allgemeinen Einfallen bei beiden Gesteinsgruppen und will hierin die active Einwirkung der Centralmassive sehen: „Die in dem Randgebirge zur Durchbildung gekommene Schichtenstellung," fährt er fort, „ist nur ein Ausfluss der Gestaltungskräfte, die im Centralstocke thätig waren, und sekundär anf das Randgebirge wirkten" (Alpengeb. S. 855). Studer und Gümbel kommen hierin durch entgegengesetzte Beobachtung zum gleichen Schlusse. Mit welchem Rechte aber, müssen wir fragen, fasst Gümbel, weil die Lagerungen gleichartig sind, den einen Theil als Erzeuger des anderen auf und nicht viel mehr beide als gleich passive Folgen einer gemeinsamen Ursache; denn auch für seinen erzeugenden Theil, das Centralmassiv, muss er wiederum nach einer anderen Ursache suchen?

E. Beweis gegen die vermuthete Lateralwirkung der Centralmassive.

So lange man die Centralmassive als irgendwie activ bei der Alpenbildung gegenüber den passiven Sedimenten auffasst, so steht die enorme Faltung der Kalkalpenketten als unwiderleglicher Beweis dafür da, dass diese Activität in einem *Bei-Seite-Schieben* der Sedimente bestanden habe. Ein solches wird dann auch angenommen. Geologen sogar, welche sich Ausbrüche von weichem Material denken, glauben, dass dasselbe auf viele Stunden Breite die Tausende von Fussen mächtigen, längst viel steiferen Kalkformationen in Falten zusammenzuschieben vermocht habe! Es erfordert viel Zeit, bis die letzten Reste und Consequenzen eines Irrthumes, wie die sogenannte Erhebungstheorie der Vulkane, vollständig aus den Vorstellungen der Geister ausdränirt sind. Die Folgen einer unrichtigen Theorie überdauern durch ihre Inertie die Ursache. Es ist die Aufgabe dieses Kapitels, die genannte verbreitete Anschauung durch Beobachtung der Lagerungsverhältnisse zu widerlegen.

Zunächst müssen wir mehr Achtung vor den Wirkungen der Verwitterung und Erosion fordern, als sie diesen constanten Veränderungen gewöhnlich gezollt wird. Man behauptet, fast ohne einen Beweis für nöthig zu halten, die krystallinische Centralzone der Alpen, d. h. die Centralmassive, hätten schon in den mesozoischen Meeren als Festland aus dem Wasser emporgeschaut und malt das Meer in den kleinen Landkärtchen der Vorzeit, selbst der neuesten Bücher trefflicher

Forscher von der Trias- bis zur Eocenzeit nur als eine nördlich der Alpen sich hinziehende Meerenge. Viele gehen fast so weit, die Farbgrenzen der geologischen Karten nahezu als die Ablagerungsgrenzen der Formationen anzunehmen.[1]) Man verwechselt die Mulden, in welchen jüngere Gesteine erhalten geblieben sind, mit Buchten der betreffenden alten Meere. Die im folgenden Kapitel ausgeführten Erscheinungen von Discordanzen und Transgressionen, welche ein Erzeugniss erst nachträglicher Lagerungsstörungen sind, beeinflussen die Anschauungen hierüber nicht unwesentlich. Im Uebrigen erinnern wir hier nur kurz an folgende Punkte:

Sehr viele Sedimente nehmen, wenn man sie von Norden gegen das Innere der Alpen vorschreitend beobachtet, mehr und mehr pelagischen (Tiefmeer-) Charakter an. Es gilt dies z. B. im Gebiete unserer Gruppe in ausgezeichnetem Grade für oberjurassische Gesteine, in den Ostalpen für manche triasische[2]) etc. Von den Süsswasserbildungen, welche sich in der Jurakette zwischen Jura und Kreideformation einschalten, finden wir in den entsprechenden Zonen der Alpen nichts mehr, hier ist der Uebergang durch lauter Tiefmeerbildungen vermittelt. Jede Spur von Uferfacies verliert sich, wenn wir vom Jura gegen die Alpen hin und über dieselben schreiten. Das südliche Ufer vom Jurameere findet sich erst in Afrika. Die einzige Andeutung alpinen Festlandes zur Sekundärzeit bestand in Geröllen von schwarzem, anscheinend aus den Alpen stammendem Kalkstein, welche in den Purbeckschichten der Jurakette liegen. Im Sommer 1876 hat indessen Paul Choffat diesen schwarzen Kalkstein in der Jurakette selbst anstehend und Schalen von Planorbis enthaltend, aufgefunden. Sein Stammort ist somit nicht in den Alpen gelegen.

Am Nordrande der Centralmassive angelangt nimmt nicht etwa die Mächtigkeit der Sedimentformationen ab, es lehnen sich ihre Schichten nicht wie an ein

---

[1]) Verglichen z. B. Gümbel Bairisches Alpengebirg S. 847, S. 849 und 850 einerseits, S. 139 andererseits und ferner Pfaff, Mont Blanc-Studien Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch. Jan. bis März 1876 S. 18. In dem zuletzt genannten Aufsatze, besonders im zweiten Theile, finden sich sehr viele mit unserer Anschauung und unseren Beobachtungen nicht übereinstimmende Annahmen und Aussprüche. Auf eine systematische Entgegnung können wir indessen nicht eintreten, weil seine Annahmen und Aussprüche nicht aus der Natur begründet werden, sondern mehr als eine Probe des Geistes dastehen, wie weit man mit Auslaugung und Einsenkung von einer blos willkürlich eigenmächtig angenommenen Grundlage ausgehend, die Erklärung treiben könne. Ich halte diese Methode der Forschung für unrichtig und bemühe mich einen ganz anderen Weg einzuschlagen. Verglichen ferner die zutreffenden Bemerkungen von Laspeyres in der Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 1876 S. 402 — besonders in der Anmerkung.

[2]) Suess Entstehung der Alpen S. 98 und 99.

Ufer an das Centralmassiv an, sondern sie brechen in steilen Verwitterungsprofilen ab. In einiger Entfernung weiter oben auf dem Centralmassive findet man meistens noch vereinzelte Fetzen, Reste der früher weiter südlich gehenden Bedeckung. Jenseits des ersten Centralmassives, zwischen diesem und dem zweiten und manchmal weit im Inneren der Centralzone liegen oft wieder Mulden der gleichen Sedimente, die sich sogar nicht selten durch gleiche Facies als Fortsetzung der ursprünglich mit den äusseren zusammenhängenden Schichtmassen erweisen. Oft sogar stehen die Sedimentmulden zwischen den Centralmassiven um das Ende des Centralmassives herum in ununterbrochener Verbindung mit den ausserhalb in den Kalkzonen gelegenen Schichten. Die Triasmassen des Vorarlberg z. B. lassen sich um das Silvrettamassiv herum bis zu den gewaltigen Triasbergen der Ortelergruppe am Südabhang der Alpen verfolgen. Die Massive des Mont Blanc und der Aiguilles rouges kann man fast vollständig auf jurassischen Gesteinen umkreisen, ohne die leisesten Andeutungen von Uferbildungen gegen das Massiv hin zu entdecken. Die älteren Gesteine zu beiden Seiten der Westalpen in Frankreich und der Lombardei zeigen nach Lory bis in den Lias hinauf so absolut übereinstimmende Facies, dass sie nur in einem ununterbrochenen Becken abgelagert worden sein konnten. Der Jura am Nord- und Südrand der Centralalpen zeigt viel grössere Uebereinstimmung als westlich und östlich des Rheines. Zur Triaszeit verhielten sich Ost- und Westalpen wesentlich verschieden, während die Ablagerungen an den beidseitigen Gehängen der Ostalpen auf vielfach zusammenhängende Meerbecken hinweisen. In der Triaszeit theilt eine wichtige geographische Grenze das Alpengebiet in Ost- und Westhälfte, während Nord- und Südabhang der Ostalpen vielfach die gleichen Bedingungen zeigen und zusammenhängende Meere nachweisen lassen.[1]) Zur Keuperzeit hatten sich die Folgen dieser Trennung eher zu noch schärferen Facies unterschieden zugespitzt, welche sich im Verlaufe der Jurazeit nur allmälig verwischen oder ausgleichen. Die eocenen Bildungen der Tödi-Windgällen-Gruppe greifen in den Windgällen und besonders am Bifertenstock etc. noch in mächtigen Massen auf den Scheitel des Centralmassives und an seinem Ostende auf dessen Südseite über, ohne dabei auch nur die geringsten Andeutungen von der Nähe eines Ufers im Süden erkennen zu lassen. Gehört gar ein Theil des Bündt-

[1]) Mojsisovics, Beiträge zur topischen Geologie der Alpen, Jahrbuch der k. k. Reichsanstalt 1873 S. 138.

nerschiefers zum Flysch, so hat wohl das eocene Meer die Centralzone der Alpen auf weite Erstreckung als Tiefmeer bedeckt. Wir kennen nur für die miocenen Gebilde blosse Randablagerungen. Es ist für die Centralalpen sehr bezeichnend, dass die wenigen Gerölle der Miocennagelfluh, deren Stammort in den nahe gelegenen Alpen gefunden werden kann, jungen, meist eocenen Gebilden angehören, während solche der Kreide- und Jura- oder Permschichten (Sernifit) der Centralalpen in der Miocennagelfluh sich noch nicht finden, sondern erst in der quartären. In den Centralalpen waren somit diese sekundären Gebilde im Anfang der Miocenzeit noch gar nicht entblösst, während allerdings in den Ostalpen die Entblössung mesozoischer Gesteine schon etwas früher stattgefunden zu haben scheint. Dass das Alpengebiet einst vollständig mit einer gleichförmigen Decke aller mesozoischen und eocenen Sedimente überzogen war, wollen wir selbstverständlich nicht behaupten.[1]) So viel aber ist doch schon jetzt sicher gestellt, dass die Vertheilung von Land und Meer, so oft sie während Trias, Jura, und besonders während der Kreidezeit, deren Schichten die grösste Zahl lokaler Facies aufweisen zu können scheint und während der Eocenzeit gewechselt hat, dennoch vom Verlauf der heutigen Alpen noch ganz unabhängig war. Die Bedeckung der alpinen Centralzone mit Sedimenten war eine nach den verschiedenen Formationen und ihrer Mächtigkeit ungleichmässige, vielleicht auch eine stellenweise für einzelne Formationen lückenhafte, den verschiedenen Hebungen und Senkungen der verschiedenen Gebiete in verschiedenen Zeiten entsprechend, aber sie war doch so zu sagen allgemein. Zu welcher Zeit die Alpen, ihre jetzige Gestalt vorzeichnend, zuerst als zusammenhängende Landenge aus dem Wasser ragten, ob schon während der Kreidezeit, oder erst während der Tertiärzeit, bleibt noch zu erforschen. Es ist selbst noch nicht einmal nachgewiesen, ob die Alpen wirklich beim Beginne ihrer Entstehung aus Bedeckung mit Meer emportauchten, oder ob sie nicht vielmehr (verglichen den folgenden Abschnitt) auf den Küstengebieten eines schon bestehenden Continentes sich aufstauten. Für das letztere spricht wenigstens das Vorwiegen der Süsswasserablagerungen in den Randgebilden der Nordseite, dasjenige von gleichalten marinen Schichten am Südfusse, während ein gleicher durchgreifender Faciesunterschied von Nord- und Südabhang bei allen Formationen, welche älter als die miocenen Randablagerungen sind, nicht vorkommt.

Für unser Finsteraarmassiv endlich ergibt die Gestaltung des nördlichen

[1]) Vergl. Mojsisovics im oben citirten Aufsatze.

Randes der Kalkformationen an jeder Stelle Belege dafür, dass diese letzteren einst das ganze Massiv bedeckt haben[1]) (vergl. I. Theil Seite 93 und Abschnitt V B).

Mit der Anschauung vom Seitendruck der Centralmassive steht natürlich die weitere Vorstellung in gebundenem Zusammenhang, dass beim Auftauchen eines Centralmassives die Sedimente über demselben zerrissen wurden. Wenn auf der Höhe der Centralmassive noch Fetzen der Sedimente geblieben sind, so denkt man sich dieselben als sitzen gebliebene Zerreissungsstücke. Wickelt man im Geiste die Kalkkettenfalten dann wieder ab, so müssen sie die Centralmassive decken. Wenn wir nun untersuchen wollen, ob die Sedimente über dem Centralmassive wirklich eine Streckung, ein Zerreissen erfahren haben, so dürfen wir nur die echten Kalkformationen in's Auge fassen und müssen die zweifelhaften Schieferbildungen ausser Acht lassen. Die Lateralwirkung der ganzen Centralzone der Alpen kann nur nach der Menge, nicht nach der Art von derjenigen eines einzelnen typischen Componenten derselben, eines einzelnen Centralmassives verschieden sein. Hierin finden wir das Recht, aus den Erscheinungen unseres Finsteraarmassives Antwort auf die allgemeinere Frage zu ziehen.

Unter dem Stockgron, am Piz Ner etc. steigt das Centralmassiv noch auf 3000 bis 3300 M. Meereshöhe, also so hoch als die höchsten Gipfel des Gotthardmassives. Es hat dabei 12 bis 15 Kilometer an der Oberfläche entblösste Breite. Hier müsste es somit noch in seiner vollen Lateralwirkung zu beobachten sein, und dieselbe müsste von der genannten Stelle noch viel weiter östlich sich verfolgen lassen. Dilatation auf dem Centralmassive, Compression an seinen Flanken, das sind die von der gewöhnlichen Vorstellung verlangten Erscheinungen. Sehen wir zu, wie es damit steht:

Die Sedimentdecke in den Profilen IX, X und XI reicht allerdings vom Nordabfall bis an den Südabfall des Centralmassives hinüber, zeigt aber dabei mehrere Unterbrechungen. Eine solche findet sich z. B. im Gebiet des Sandgletschers. Die Kalkmassen des Spitzälplistockes einerseits, des Tödi andererseits scheinen auseinander gerissen zu sein. Allein der scheinbare Riss ist schon 2 Kilometer weiter nördlich durch einen Grat, der vom Sandgipfel 3418 M. zur Sandalp hinuntersteigt und zusammenhängend aus Jura und Röthikalk besteht, voll-

[1]) Verglichen die trefflichen Bemerkungen von A. Favre, Recherches géol. II 360 und 361, ferner III 151 und 297, die sich auf das Mont-Blanc-Massiv beziehen, ebenso Lory, Bullet. de la Soc. géol. de France T. 19, S. 857.

ständig überbrückt. Wir gelangen ferner vom Tödi erst südlich nach dem Piz Urlaun, dann östlich, später nördlich über die Scheibe und den Selbsanft, endlich westlich und südwestlich über den Sandbach durch Gemsälpeli und über den Zutreibistock zuletzt nach dem Spitzälpelistock auf einer ununterbrochenen, mehrere hundert Meter starken Brücke oberjurassischer Sedimentschichten. Auf dieser Kletterreise finden wir anstatt klaffende Risse nur gedrängte Falten. Die Sedimentlücke zwischen Tödi und Spitzälpeli ist somit nicht durch Zerreissen entstanden, sondern die Verwitterung hat ein Stück zerkleinert und weggespült, die Unterbrechung und das Sichtbarwerden des Centralmassives an seinem Grunde ist Resultat der Denudation.

Der sonderbare isolirte Gipfel des kleinen Tödi besteht, wie der grosse Tödi, aus weissem Jura. Sollte ihn ein Zerreissen von diesem getrennt haben? Unmöglich! Denn unter beiden Gipfeln folgt eine Platte von braunem Jura als gemeinschaftlicher, ununterbrochen zusammenhängender Sockel beider; der Klein- und Gross-Tödi sind nur die Reste, welche die Verwitterung von der früher allgemeinen Bedeckung mit weissem Jura übrig gelassen hat. Denken wir uns in nicht allzuferne Zukunft, da auch der gemeinschaftliche Sockel derart durchfurcht sein wird, dass die krystallinische Grundlage zwischen beiden Tödi zu Tage trete, so wäre der Gegenbeweis gegen die Zerreissungstheorie schon nicht mehr lokal für diesen Fall zu führen. So steht es z. B. jetzt mit dem Röthikalkköpfchen auf dem Nordgipfel des Piz Cambriales. Wenn aber für Gesteinsmassen, die der gleichen Zone auflagern, der Beweis gegen die Zerreissung durch Dilatation der Unterlage geliefert ist, wie könnte man solche für die ganz isolirten Sedimentgipfelchen noch aufrecht erhalten?

Wären die isolirten Sedimentbrocken, die auf dem Centralmassive liegen, durch Zerreissung von einander und von dem zusammenhängenden Sedimentrande getrennt, so müssten, entsprechend der Dilatation des Centralmassives, in seiner Querrichtung Zerreissungen nach Längsspalten weit vorherrschen. Was in der Natur stattfindet, ist das Gegentheil hievon. Die mächtigen Trennungen des Sandalpkessels, des Limmernbodens, des Val Puntaiglas verlaufen in der Querrichtung, und bei den Umrissformen der Sedimente auf dem Centralmassiv ist kein Vorherrschen irgend einer bestimmten Richtung zu erkennen.

Die Art, wie die, auf die Höhe des Centralmassives an seinem Ende vorgeschobenen Posten der Sedimente in ihrem Rücken zum Theil zusammenhängen, sowie

deren Umrissformen beweisen, dass sie nicht Zerreissungsreste, sondern Denudationsreste der früher zusammenhängenden Sedimentdecke sind.

Man könnte nun nach unserem vorigen Abschnitte denken, dass die Sedimente über dem Centralmassiv gedehnt seien. Dagegen spricht, dass die einzelnen Bänke, z. B. des Röthikalkes im Inneren durchaus massig sind, während Streckung eine Clivageschieferung erzeugt hätte. Streckung des ganzen Formationencomplexes der Sedimente in diesem Sinne hätte zu Zerreissung, nicht zu Dehnung führen müssen. Wo wir Gesteine gestreckt finden, ist dies ja immer Folge von einseitig überwiegendem Druck, nicht von Zug. Die Sedimente bilden über dem Centralmassiv auch keineswegs ein weites scharf gespanntes Gewölbe. Selbst an den einzelnen auf dem Rücken gebliebenen Stücken erkennt man ganz ähnliche auffallende Stauungsbiegungen, wie sie so äusserst schön an den zusammenhängenden, gegen das Massiv aufsteigenden Sedimenträndern entwickelt sind. Misst man die Röthikalkbank auf der Strecke, auf welcher sie über das Centralmassiv eine Brücke bildet, ausgestreckt gedacht, ab, so erhält man, schon wenn man alle weg erodirten Stücke nicht mitrechnet, eine Linie, welche die Breite des Centralmassives an Länge übertrifft. Misst man die durch Denudation abgetragenen in andern Profilen in ihrer Fortsetzung noch vorhandenen Stücke mit hinzu, so erfährt man, dass hier auf der Breite des Centralmassives eine Zone von Sedimenten gefaltet aufsitzt, welche früher mehr als $^3/_2$ mal, fast doppelt so breit war, als das Centralmassiv ist. *Das Centralmassiv hat also nicht dilatirend im Alpenkörper gewirkt, sondern stellt im Gegentheil eine Zone dar, welche wie die Kalkketten selbst Zusammenschub erlitten hat.*

Für die jüngeren Formationen wird es schwieriger, einen solchen Vergleich der jetzigen mit der früheren Zonenbreite anzustellen, indem durch die vorgeschrittene Denudation in den oberen Schichten das Messen sich unzuverlässiger gestaltet.

Wir haben aus unserem Gebiete hier noch einen weiteren, sehr schlagenden Beweis gegen eine von den Centralmassiven ausgehende Lateralpression vorzuführen:.

Grosse, zum Theil liegende Falten der Sedimente zu beiden Seiten der Centralmassive haben die Theorie vom Seitendruck der Centralmassive hervorgerufen. Wenn nun aber eben solche Falten, welche einen gewaltigen Zusammenschub der Erdrinde bezeugen, anstatt an den Flanken, in der fortgesetzten Streichrichtung der Centralmassive als Fortsetzung derselben auftreten, so widerspricht dies der genannten

Theorie vollständig. Klaffende Längsrisse in den Sedimenten, nicht Falten, sollten nach derselben die Ausläufer der Centralmassive sein. Wäre gar noch die Theorie von der Thalbildung durch Spalten richtig, so müssten die Hauptlängsthäler nicht zwischen die Centralmassive fallen, sondern hier müssten wir die am höchsten gestauten Sedimentkämme finden; die Längsthäler aber müssten am Ende des Centralmassives beginnen, und in der Fortsetzung ihrer Rückenlinien streichen; um ein Beispiel anzuführen: das Vorderrheinthal und der Kamm vom Kistenpass nach dem Calanda müssten ihre Lage vertauschen.

Das Ostende des Finsteraarmassives wird von der grössten Schichtumwälzung, unserer „Glarner-Doppelfalte" (siehe I. Theil Abschnitt IV) umspannt. Nirgends im fortgesetzten Streichen des Centralmassives zeigt sich irgend ein Aufreissen der Schichten, wohl aber enorme Stauung und feine Fältelung. Von beiden Seiten schlagen oben die gegen diese Linie hin übergelegten enormen Falten wieder fast zusammen, so dass die Sedimente fast in dreifacher Lagerung das in der Tiefe gebliebene Krystallinische bedecken. Am stärksten ist die Stauung und Faltung der Sedimentrinden östlich von den Grauen Hörnern und dem Ringelkopf an bis zum Hausstock. Dann schiebt sich beim Hausstock und Kistenpass unten das Centralmassiv zwischen beide Flügel der Doppelfalte ein; damit nimmt die Intensität der Doppelfalte sofort um mehr als die Hälfte ab. Weiter östlich nimmt der Nordflügel der Glarner-Doppelfalte nochmals rasch an Betrag der Ueberschiebung an einer Stelle ab, wo das Centralmassiv eben so rasch gegen Osten durch Zutreten einer neuen Zone sich verstärkt. Der Nordflügel zieht sich noch, sehr reducirt, bis unter den Titlis dem Rande des Centralmassives entlang, die Südfalte hingegen greift in das Centralmassiv selbst hinein und wird hier rasch auf kurzer Strecke von demselben vollständig absorbirt. Es besteht also eine gewisse Gegenseitigkeit zwischen dem Centralmassiv und der grossen Doppelfalte, sie vertreten sich theilweise.[1]) Der Ueberfluss von Erdrinde, welcher östlich die Doppelfalte gestaut hat, verzehrt sich westlicher im Centralmassiv, und dadurch kann die erstere rasch abnehmen. Wenn ein Seitendruck vom Centralmassive aus die Sedimente gefaltet hätte, so müssten Doppelfalte und Centralmassiv sich steigern, während sie sich umgekehrt ablösen. Am Westende des Finsteraarmassives in dessen Verlängerung finden sich ebenfalls umgekehrte Lagerungen, auch dort fallen Nummuliten südlich unter älteres Gebirge

[1]) Verglichen den detaillirten Nachweis im I. Theil Abschnitt IV F, S. 236 und folgende.

ein.[1]) Dort sind die Ueberschiebungen nicht genügend untersucht, sie erreichen indessen nicht das hohe Maass wie am Ostende. Die fast unglaublichen Faltungen der Sedimente, die uns zwischen Vorderrhein und Walensee entgegentreten, sind, wie ich glaube, die Folge davon, dass auf dem entsprechenden Querprofil der Alpen auf 83 bis 84 Kilometer gradlinige Breite von der äussersten Antiklinale in der Molasse bis gegen die Rofna am Hinterrhein hin und von den Ausläufern des Finsteraar- und Gotthardmassives bis an's Silvrettamassiv hin kein einziges Centralmassiv sich findet. Wie aber könnten gewaltige Sedimentfalten einerseits und Centralmassive andererseits einander ersetzen, wie könnten die ersteren die letzteren fortsetzen, was so greifbar in unserem Gebiete der Fall ist, wenn das eine Folge von Compression, das andere im Gegentheil ein Dilatationsprinzip wäre? Vielmehr folgt daraus, dass auch die Centralmassive, durch Zusammenschub der Erdkruste gebildet, nur eine etwas verdecktere Faltung derselben sind. Im Kapitel F des Abschnittes IV im I. Theil haben wir die Beziehungen der Sedimentfalten zum Centralmassiv genau untersucht und sind dort sogar dazu gelangt, den Zusammenschub im Centralmassive zu messen (S. 239 bis 241).

Centralmassive und grosse Falten vertreten sich.

F. Das Alter der Centralmassive.

Das Alter der Centralmassive wird von manchen (Lory, Gümbel etc.) als bedeutend höher angenommen, als dasjenige der Sedimentfalten; von den anderen werden beide Prozesse, Entstehung der Centralmassive und Faltung der Sedimente als gleichzeitige Vorgänge angesehen. Schon dasjenige, was wir oben über die frühere Bedeckung der Centralmassive mit Sedimentgesteinen gesagt haben, spricht theilweise gegen ein höheres Alter der Centralmassive. Dass die Faltung der Centralmassive nicht älter als diejenige der Steinkohlenformation und des Verrucano und Röthidolomit sein kann, glauben wir im Obigen vielfach bewiesen zu haben. Der Röthidolomit und die Sekundärformationen liegen stets einander concordant. Zwischen den Centralmassiven im Urserenthal, Chamounix etc. und im Gebiet der spitzgequetschten in das Centralmassiv eingreifenden Mulden sind

[1]) Vergl. Studer Geol. der Schweiz II S. 3.

Gneiss und jurassische Sedimente in gleicher Weise dislocirt; da in den Randketten der Alpen zwischen Jura und Tertiärbildungen keine Discordanz liegt, welche auf eine ältere Aufrichtung hindeuten würde, so müssen auch die Centralmassive erst gegen Ende der Tertiärzeit entstanden sein. Dieser Altersnachweis ist nicht ganz scharf, weil er aus einer zu breiten Zone zusammengesucht werden muss, auf welcher kleine, der Lokalbeobachtung leicht entgehende Discordanzen sich schon beträchtlich summiren können. Ueberall nun, wo der Röthikalk etwas breit muldenförmig in's Centralmassiv eingreift, senken sich alle jüngeren Schichten, die darüber noch vorhanden sind, entsprechend gegen die Mulde ein. Am Biferten-stock ist dies selbst für die Nummulitenbildungen sichtbar, es kann somit die Bildung der Muldenfalte im Centralmassiv nicht älter als höchstens miocen sein. Die gewaltigen Faltungen der sämmtlichen Juraschichten im Windgällenkamm, welcher die Gesteine des Centralmassives an dessen Rande (Alpnoverplatten und Windgällenporphyr) sich concordant überlagernd anschmiegen, können nicht älter sein als eocen, denn die Nummuliten machen die Falte ebenfalls genau mit (vergl. Profil I bis V). Die Faltung des Centralmassives selbst kann also nicht älter sein als mittel- oder spättertiär.

Die genannten Belege für das junge Alter der Centralmassive sind alle nicht ganz durchschlagend. Es folgt aus obigem nur, dass die Faltung der Centralmassive noch in die Tertiärzeit hinein fortdauerte, nicht aber, dass sie wesentlich jener späten Periode der Erdgeschichte angehöre.

Die Glarner-Doppelfalte gibt uns zur Aufklärung dieser Frage neue Mittel an die Hand. Wir sehen hier, dass eine ungeheure Faltung, welche die Eocenbildungen ganz und voll miterfasst, der östliche Vertreter des Centralmassives ist, und dass nach Westen Stück um Stück dieser Falte vom Centralmassiv absorbirt wird, bis sie da ganz verschwindet, wo das Centralmassiv seine volle Breitenentwicklung erlangt hat. Ein solches Verhältniss ist nur möglich, wenn das Centralmassiv nicht nur in seiner letzten Ausbildung, sondern in seiner ganzen Entwicklung der nacheocenen Zeit angehört. Wir haben ausserdem noch nirgends irgend einen Beweis dafür finden können, dass die Centralmassive schon voreocen aufgetaucht wären. Gerölle ihrer Gesteine fehlen selbst noch den eocenen Bildungen vollständig.

Aus dem vollständig ähnlichen Gepräge der verschiedenen Centralmassive und aus dem gleichartigen Verhalten derselben gegen die Sedimentgesteine der

zwischengeklemmten Mulden, sowie aus dem einheitlichen System, das die Alpen bilden, müssen wir auf gleiches geologisches Alter der meisten Centralmassive schliessen. Dass die verschiedenen Falten der Alpen in einer bestimmten Reihenfolge und nicht im gleichen Momente ihre Bildung begonnen haben, werden wir später noch darlegen; allein die Bildung aller Alpenketten, seien sie Centralmassive oder Sedimentzonen, fällt doch in ein und dieselbe geologische Periode, in die zweite Hälfte der Tertiärzeit.

Die Faltung der Centralmassive ist jungtertiär, also gleich alt mit der Faltung der Sedimentgesteine.

Lory denkt sich eine ganz allgemeine Faltung und Aufrichtung der älteren Schichten bis zur vertikalen Stellung mit nachheriger Denudation der Oberfläche nach der Steinkohlenzeit und vor der Triaszeit, dann Senkung, Ablagerung der Trias erst in den Mulden des gefalteten Steinkohlenterrain, dann allgemeine Ablagerung der übrigen Sedimente und endlich letzte Hauptfaltung. Lory bezeichnet jedoch auch Gebiete, in welchen die Steinkohlenformation wie die jüngeren Sedimente liegt. Ein altes Gebirge der Permzeit kann selbstverständlich eine ganz andere Ausdehnung, vielleicht auch eine andere Richtung als die jetzigen Alpen gehabt haben. In den Westalpen kann die Erklärung Lory's zutreffen, indem dort die Alpen ein solches altes Gebirge decken, während sie für unser specielles Untersuchungsgebiet nicht im Einklang mit den Lagerungsverhältnissen steht. Es handelt sich hier nicht um etwas Allgemeines, wie die mechanische Wirkung der Centralmassive oder ähnliches, was überall nur ein Gleiches sein kann, sondern um eine lokale Erscheinung. Ich muss der Lory'schen Erklärung für die Lagerungsdiscordanzen mesozoischer gegenüber paläozoischen Gebilden in ihrer Anwendung auf unser Gebiet und in ihrer Verallgemeinerung zur Erklärung der Steilstellung der Centralmassivschiefer überhaupt entgegentreten, während ich kein Recht habe, in Abrede zu stellen, dass die Westalpen ein altes permisches Gebirge bedecken. Ueber das letztere können nur Lokaluntersuchungen, wie sie Lory ausgeführt hat, entscheiden. Wenn die Faltung der älteren Gesteine mit folgender Denudation der Ablagerung der mesozoischen und tertiären Sedimente vorangegangen ist, so können wir erstens die Form der Begrenzungsfläche des Krystallinischen an die Sedimente nicht begreifen und dies am Allerwenigsten, wenn wir mit Lory uns während der zweiten Faltung die krystallinischen Schiefer und die paläozoischen Gebilde als steif, die jüngeren als mehr plastisch vorstellen würden. Es würde das die wunder-

lichsten späteren Lokalbewegungen in den schon vorher gebildeten Centralmassiven voraussetzen, Bewegungen, die unnatürlich sind. Zweitens sind die spitzen Mulden, bei welchen ein vollständiger Parallelismus von secundären mit paläozoischen und krystallinischen Gebilden vorhanden ist, ein sehr bestimmter Beweis dagegen. Ein solches tiefgreifendes Mitschleppen des Röthidolomites, stellenweise auch des untersten Jura hätte niemals stattfinden können, wenn vor deren Entstehung die älteren Gesteine sich aufgerichtet hätten. Dass wir auch nicht an eine Aufrichtung gleich nach Absatz des Röthikalkes denken können, haben wir schon früher begründet. Endlich müsste eine so weitgehende vorsekundäre Aufrichtung der älteren Gesteine, wie sie Lory annimmt, eine conglomeratische Structur der ältesten Sekundärbildungen erzeugt haben. Bis jetzt sind aber in den Central- und Westalpen meines Wissens nirgends Gerölle der Centralmassivgesteine in der Trias- oder Röthigruppe gefunden worden.

Es ist nach den mir bekannten Thatsachen unseres Gebietes möglich, dass eine *schwache* Faltung der älteren Gebilde vielleicht mit etwas Denudation schon vor Ablagerung des Röthikalkes stattgefunden hat. Eine solche würde das unregelmässige Vorkommen der Kohlenformation und des Verrucano als der obersten Glieder der älteren Gesteine erklären, und müsste die spätere Hauptfaltenbildung der alten Gesteine unter den Sedimenten, weil sie dieselbe vorgebildet hatte, wesentlich erleichtert haben. Noch eine weitere Erscheinung liesse sich durch die Annahme einer schwachen vorsekundären Vorfaltung erklären: Die Streichrichtung der krystallinischen Schiefer ist nicht immer ganz genau gleich derjenigen der Sedimente und nicht selten etwas constanter als diese. Wenn eine Schichtmasse gefaltet ist, und auf's Neue zusammenschiebende Kräfte in einer Richtung auf dieselbe einwirken, welche nicht zu viel von der Querrichtung der bestehenden Falten abweicht, so bilden sich keine neuen Falten in der wenig abweichenden neuen Richtung, sondern die alten steigern sich. In dieser Weise können alte, vorsekundäre schwache Vorfalten richtungsbestimmend für die Falten der alten Schiefergesteine geblieben sein, während die Falten in den oberen, jüngeren Lagen, weil ohne Vorgänger gebildet, sich freier senkrecht zur Richtung des neuen Zusammenschubes aufstauen konnten. Hierin liegt möglicherweise die Erklärung für das häufige Abweichen der Streichrichtung der Centralmassivgesteine von demjenigen der Sedimente um wenige Grade. Die *Hauptfaltung,* welche die alten Gesteine steil gestellt[1]) und

[1]) Also vielleicht 90% der Gesammtdislocation der krystallinischen Schiefer.

die jetzigen Centralmassive erzeugt hat, kann aber nach dem Vorangegangenen, das steht fest, nicht schon vorsekundär eingetreten sein, sondern *erst* in sehr später, in *spättertiärer Zeit.* Sie hat die sekundären Gesteine theilweise mitgeschleppt, theilweise mechanisch Discordanzen erzeugt, oder diese wesentlich gesteigert. Auf Tafel XVI stellt die Figur 9 schematisch dar, wie wir uns im Falle einer schwachen älteren Faltung die Lagerung vor der eigentlichen Hauptfaltung im Querprofile vorzustellen hätten; Fig. 10 würde der Lagerung nach der Hauptfaltung, also dem gegenwärtigen Zustande entsprechen. Unsere obigen Resultate stehen aber vollständig im Widerspruch mit der Ansicht von Lory, welcher die Hauptfaltung der Centralmassive als vormesozoisch und nur den letzten Theil als jünger annimmt.

Schon allein der Nachweis, dass die Centralmassive Zonen der Erdrinde sind, welche Zusammenschub erlitten und somit nicht die Nebenzonen im Sinne Studer's seitlich gestaut haben können, wäre nach meiner Ansicht genügend, jede active Thätigkeit der Centralmassive als unwirklich aus unsern Reflexionen auszuschliessen. Es wäre auch nicht schwierig, denjenigen zu widerlegen, der auf den Einfall käme, sich die Centralmassive als das activ Zusammengeschrumpfte vorzustellen.

Für alle in den drei letzten Kapiteln D, E und F aufgeführten Beobachtungsreihen können wir an anderen Centralmassiven leicht Beispiele finden. Ganz ausgezeichnet hierzu geeignet sind die durch das tiefe Querthal der Rhone aufgeschlossenen Ostenden der Centralmassive, der Aiguilles rouges und des Mont Blanc. Aus der Karte von Renevier Alpes vaudoises in 1:50000, ferner aus Favre's Recherches géol. dans le Mont Blanc etc., ist es leicht, Beweise für alle oben aufgestellten Sätze herauszulesen. Die ganze Tendenz meiner Arbeit hat es mir aber als nothwendig erscheinen lassen, mich vorerst in der theoretischen Verwerthung nur an Beobachtungen zu halten, für deren Richtigkeit ich persönlich einstehen kann und es andern zu überlassen, meine Resultate an ihren speciellen Forschungsgebieten zu prüfen.

G. Erklärung der Centralmassive durch die gewonnenen Resultate.

In den vorangegangenen Kapiteln dieses Abschnittes haben wir eine Reihe von Erscheinungen der Centralmassive nachgewiesen, deren erklärenden Zusammen-

hang wir zum Schlusse zu finden versuchen wollen. Vorerst recapituliren wir in ihren Hauptsätzen die bisherigen Resultate:

Die Erhebung des Alpensystemes ist nicht durch Eruptivgesteine bewirkt; die Eruptivgesteine der Alpen sind älter und nur passiv an ihre jetzige Stelle gebracht worden. Eruptivgesteine können keine Kettengebirge erzeugen. Was bis jetzt über die Lage der Structur krystallinischer Gesteine in den Centralmassiven bekannt ist, stimmt mit der Auffassung der Centralmassive als die Gewölbetheile eines Faltensystemes der krystallinischen Kruste vollständig überein. Die krystallinischen Gesteine sind sehr oft am Contacte mit den Sedimenten der Art gebogen, dass sie sich in ihrer Lagerung derjenigen der Sedimente mehr oder weniger anschmiegen. Die Sedimente, in ihrer Lagerung manchmal krystallinischen Platten vollkommen gleich, begleiten nicht nur das Centralmassiv an den Flanken, sondern greifen tief in dasselbe ein und nehmen an seinem Aufbau wesentlichen Antheil. Diese eingreifenden Sedimente sind Reste von enggequetschten, stellenweise verquetschten Mulden, nicht aber losgebrochene umhüllte Stücke. Die Centralmassive haben nicht durch active Lateralwirkung die Sedimentketten gefaltet, sondern sie sind Zonen der Erdrinde, welche früher von Sedimenten bedeckt waren, dann Zusammenschub erlitten haben, und von der Verwitterung und Erosion blosgelegt worden sind. Grosse Falten und Centralmassive vertreten sich; die Faltung der Centralmassive ist jungtertiär, also gleich alt wie die Faltung der Sedimentgesteine, eine ältere Faltung kann nur sehr schwach gewesen sein.

Diese Untersuchungen führen uns zu dem Resultate, die Centralmassive als *Faltensysteme* aufzufassen, wie wir dies von Zeit zu Zeit schon im Laufe der Untersuchung ausgesprochen haben. Dass wir uns wahrscheinlich unter einem Centralmassiv nicht ein einziges grosses Gewölbe, sondern *ein System von zusammengepressten Gewölben* vorstellen müssen, folgt aus den Wiederholungen gewisser Gesteine, aus dem damit verbundenen wiederholten Schwanken des Fallwinkels in manchen Centralmassiven und endlich aus den Beobachtungen, die wir in Kapitel D, 2 und 3 aufgeführt haben.

Bis jetzt haben wir noch immer die Schwierigkeiten ungelöst gelassen, welche sich der Erklärung für den Fall entgegen stellen, wo die Sedimente flach discordant auf den steilen Schiefern der Centralmassive liegen. Wir müssen zunächst daran erinnern, dass wir eine Menge von Erscheinungen an den Contactflächen kennen, welche auf eine stattgefundene Verschiebung der krystallinischen Schieferköpfe an der Unterfläche der Sedimente hindeuten. Reibungsbreccien,

Rutschstreifen sind häufig; ferner müssen wir wohl das scharfe Umbiegen, Knicken der Gneisse, ihre verworrene Structur und Fältelung am Contacte als Spuren von Bewegungen unter hohem Druck deuten. Es gibt Stellen, wo echter Gneiss nahe am Contact mehr wie Verrucano wird und viele Stücke von Verrucano, Quarzit und Dolomitmarmor eingequetscht enthält, so dass eine unklar verworrene Breccie entsteht, der man ansieht, dass sie unter gewaltigem Druck geknetet worden sein muss. Sedimente und krystallinische Schiefer sind in zahlreichen keilförmigen kleinen und grossen Gebilden am Contact ineinandergeknetet. Der Horizontaldruck, der die Alpen thürmte, wirkte wohl am stärksten in den krystallinischen Schiefern. Es folgt dies schon aus der grossen Rolle, welche die Centralmassive spielen und ganz besonders, wie wir in diesem Kapitel noch begründen werden, aus der gleichförmigen Stellung ihrer Schiefern und Schichten. Den krystallinischen Schiefern gegenüber verhielt sich die Sedimentdecke nur wie die leichte, oberste, und stellenweise unterbrochene Epidermis der sich zusammenschiebenden und runzelnden Rinde. Die krystallinischen Schiefer, ursprünglich mehr oder weniger horizontal gelagert, begannen sich zu falten und unter den Sedimenten aufzurichten, während diese darüber wohl anfangs noch mehr ihre Steifheit behielten, oder dem Druck in ganz anderen Gestalten auswichen. Die krystallinischen Gesteine mussten dadurch an den Sedimenten eine rutschende Bewegung annehmen. Ihre Gewölbe, bei immer stärkerer seitlicher Compression und dicht aneinander geschlossen, *mussten unter den Sedimenten aufbrechen*, und ihre Schieferköpfe wurden von dem Druck der Sedimente und der Reibung am Contact gekrümmt, zu dünnschiefrigen Massen ausgequetscht oder abgeschliffen. Dadurch entstanden Contactbreccien, Knickungen etc., ein Wechsel von angeschmiegter und discordanter Stellung. Die Umbiegungen der Schichtenköpfe sind oft Reste der Gewölbetheile. An anderen Stellen sanken die Sedimente gegen die nicht immer ganz sich schliessenden Mulden des Krystallinischen ein, wurden in verschiedenen Gestalten eingeklemmt und mitgeschleppt, oder zuerst eingeklemmt und später theilweise wieder ausgequetscht. Dadurch sind die spitzen Mulden entstanden, welche in die Centralmassive eingreifen, sowie diejenigen zwischen den Massiven. Nach den gemachten Beobachtungen scheint mir ein *Aufrichten der krystallinischen Schiefer unter den weniger stark oder anders-förmig sich faltenden Sedimenten* die einzig richtige, und in jeder Beziehung mit den Beobachtungen stimmende Erklärung für die bald concordante, bald discordante Lagerung von Krystallinischem und Sedimenten zu sein.

Hier müssen wir noch einen Augenblick verweilen. Wir haben nichts geringeres behauptet, als dass aus der Discordanz älterer und jüngerer Gebilde nicht mit Sicherheit auf eine Aufrichtung der älteren und Denudation ihrer Schichtenköpfe vor Ablagerung der jüngeren geschlossen werden darf, sondern Discordanzen auf ausgedehnten Gebieten nachträglich auf blos mechanischem Wege entstehen können. Dafür haben wir aus unserem Gebiete ein unzweideutiges Beispiel:

Zwischen dem Nord- und Südflügel der gewaltigen Glarner-Doppelfalte finden wir die Thäler und die unteren Gehänge der Berge überall aus eocenen Schichten gebildet. Diese fallen im Allgemeinen ziemlich steil südlich, oft mit lokalen Variationen und Biegungen, oft wieder auf weite Erstreckung ganz gleichmässig. Sie bilden (vergl. Abschn. IV, E), eine Schaar von parallel zusammengequetschten, nördlich übergelegten Falten. Am Kärpfstock, Foostock, den Grauen Hörnern etc. liegt darüber ganz eben, regelmässig gegen Nord sanft abfallend eine jurassische Kalkbank und endlich in grossen Massen der überschobene Sernifit des Nordflügels. (Vergl. I. Theil Abschnitt IV, ferner: Taf. II und Profile XII bis XX.) Die eocenen Schiefer biegen meist oben gegen den Kalk und Verrucano hin flacher um, oft in weiteren Bogen, oft schärfer sich knickend und schmiegen sich so der Lagerung des Verrucano an. An anderen Stellen ist dies gar nicht oder nur in geringerem Grade der Fall, indem der Kalk und Sernifit discordant auf den Schichtenköpfen der eocenen Schiefer liegen. Allerlei Reibungsstreifen, Reibungsbreccien, Unregelmässigkeiten in der Schichtung fehlen am Contacte nicht. Die steile Stellung des Eocenen nahe der discordanten Berührung ist bald Schichtung, bald Clivage nach den I. Theil S. 216 aufgeführten Fällen. Die Lagerung des Eocenen der Doppelfalte ist Folge der gleichen Zusammenschiebung, welche den Verrucano als belastende Decke darüber hinauf geschoben hatte. Die Lagerungsstörungen waren für beide Gesteinsgruppen fast gleichzeitig und zusammenhängend, und haben dennoch eine auffallende weit sich erstreckende Discordanz erzeugt. Hier lässt sich nicht behaupten, dass die steilen eocenen Schichten unten schon gefaltet, schief aufgerichtet und erodirt worden seien, bevor der Kalk und Verrucano sich darüber abgelagert hatten, weil ja hier die bedeckenden Formationen viel älter sind. Die Berührungsfläche von Kalk und Verrucano mit dem Eocenen im Gebiete der Glarner-Doppelfalte ist ein zweifelloses Beispiel einer auf mehrere □ Stunden ausgedehnten Discordanzfläche, welche nicht Folge von alter Hebung, Denudation und späterem Absatz ist. Der Faltungsprozess des Eocenen war hier jünger, als die Ablagerung

der nicht, oder doch ganz anders gefalteten Deckengesteine. *Eine in bestimmter Richtung zusammenschiebende gebirgsstauende Kraft kann gleichzeitig verschiedene Gesteinsschichten eines concordanten Complexes in ganz anderer Weise dislociren, so dass ausgedehnte Discordanzen entstehen.*

Die Parallele zwischen diesen Erscheinungen der Doppelfalte und denjenigen der Centralmassive springt in die Augen. Dem Eocenen entsprechen bis in die meisten Lagerungseinzelheiten hinein die Gesteine der Centralmassive, dem aufliegenden Kalk und Verrucano die sekundären Sedimente. Die Schiefer der Centralmassive konnten sich ebensogut wie die eocenen der Doppelfalte erst nach Ablagerung der sie bedeckenden Sedimente unter denselben faltend aufrichten, während die Sedimentdecke unter dem Einfluss der gleichen Kräfte ganz andere dazu discordante Faltenformen bildete. Da wie dort sind einzelne Fetzen der Deckengesteine abgeschürft und in die steil stehenden Falten der Unterlage eingehüllt worden; da wie dort liegen stellenweise die gleichen Gebilde concordant, die im Allgemeinen die Discordanz bilden.

Wenn die Centralmassive Falten sind, die sich im Wesentlichen gleichzeitig und aus gleichen Ursachen wie die Falten in den sekundären Sedimenten bildeten, so ist der auffallende, in die Augen springende Lagerungsunterschied von krystallinischen Schiefern und sekundären Sedimenten genetisch nur ein quantitativer. Wir wollen noch auf einige Punkte zur Erklärung dieses Contrastes, der in der Lagerungseinförmigkeit der krystallinischen Gesteine seine auffallende Seite hat, aufmerksam machen. Auch hiefür finden wir in der Lagerung des Eocenen in der Doppelfalte manche Analogie.

Die Schenkel der Falten eines Faltensystemes werden um so mehr in parallele Stellung zusammengequetscht sein, je stärker die Seitenpressung war, welche die Faltung erzeugt hat. Wenn die Erdrinde für das Erdinnere zu gross wird und demselben nachsinken muss, wenn dadurch eine Zone Erdkruste tangential heftig gepresst wird und sich zusammenschieben muss, so wird der Druck stets in derjenigen Gesteinsmasse am stärksten wirken, welche die Hauptmasse des rings geschlossenen Rindengewölbes der Erde bildet. Die der Oberfläche nahen Sedimente hatten freieren Raum, um in verschieden geformten Gewölben nach oben auszuweichen und sich zu überschieben, weil sie nur die oberste, nicht mehr genügend belastete Haut in nicht überall geschlossener Decke bildeten. Das Maximum des Tangentialdruckes aber wirkte auf die tieferen Theile, auf die krystallinischen Schiefer,

die den Grundstock der Erdrinde bilden. Diese konnten zudem, oben mit mächtigen Sedimenten bedeckt und seitlich rings um die Erde viel vollständiger geschlossen, viel weniger leicht ausweichen. Somit waren die Bedingungen für andere Faltenformen in der Tiefe als in der oberen Kruste bei ein und derselben activen Kraft gegeben.

Im vorigen Abschnitte haben wir in Kapitel D gezeigt, dass durch den Gebirgsdruck die tieferen Schichten in einen plastischen Zustand gebracht sind, während die oberen sich viel mehr spröde verhalten. Der faltenbildende Horizontalschub muss deshalb die tieferen Massen, zu welchen vor Allem die krystallinischen Schiefer gehören, ganz anders, stärker, homogener, gedrängter falten, als die oberen, und es müssen dadurch Discordanzen zwischen den unteren und oberen sich bilden. Die mechanischen Umstände sind für die Sedimente und die krystallinischen Schiefer in Folge des verschiedenen Tiefendruckes sehr verschieden; die Grenze aber ist nicht scharf und deshalb werden die Grenzschichten bald mehr von der tieferen, bald mehr von der oberen Bewegung mitgeschleppt. Das Centralmassiv ist also blos eine den andern mechanischen Bedingungen entsprechende *andere mechanische Facies, eine Tiefenfacies der Faltung durch Horizontalschub.*

Die einförmige Structur der Centralmassive ist übrigens nicht nur aufgerichtete alte Horizontalstructur, Horizontalschichtung etc., *sie ist an einzelnen Stellen wohl auch Clivage.*[1]) Wo unter den Sedimenten vielleicht die flachen Gewölbedecken der krystallinischen Gesteine stellenweise geblieben sind, hat die Compression ein Clivage erzeugt, das sich nothwendig den Faltenschenkeln parallel stellen musste und die Gewölbebiegungen selbst für unser Auge verwischt. An Stellen, wo die ächte alte Schieferung oder Schichtung des krystallinischen Gebirges nicht durch Gesteinswechsel sicher zu erkennen ist, werden wir sehr oft nicht zu entscheiden vermögen, ob wir alte, später steil gestellte Structur oder Clivage, d. h. neue Structur vor uns haben. Das eine macht das andere undeutlich, und erzeugt die so häufige Verworrenheit der Structur am Contacte. Gerade diejenigen Stellen, wo Umbiegungen des krystallinischen Gebirges möglicherweise ungebrochen geblieben, sind diejenigen, an welchen Clivage am vollkommensten entstehen und die Schieferungseinförmigkeit wieder herstellen musste (vergl. S. 71 dieses Theiles das 14. Erscheinungsgesetz). Es ist nicht schwierig, im Centralmassive Stellen zu finden, wo zwei sich schneidende

[1]) Das obige Manuscript war schon in der Druckerei, als mir eine neueste Arbeit von Baltzer aus dem Jahrbuch für Mineralogie 1878 im Juni zuging, in welcher ich ebenfalls den Nachweis finde, dass Schichtung und Schieferung zusammen vorkommen.

Structurrichtungen vorkommen; die eine mag ein Rest der alten Schieferung, die andere die neue Druckschieferung sein. In den Gestalten der Mineralkörner entdecken wir oft die Folgen von Compression und seitlichem Ausweichen. Granite können in Gneisse und Gneisse können in verrucanoartige Gesteine durch Compression übergehen (vergl. II. Theil S. 69). Gerade diese Veränderungen und dieses Schwanken des petrographischen Charakters macht unsere Gesteinsbezeichnungen und die Gesteinsgrenzen in der geologischen Karte so unsicher. Im norwegischen Gebirge, wo keine so gewaltigen Faltungen wie in den Alpen vorkommen, wo die alten Gneisse, wenn auch discordant mit den paläozoischen Gesteinen, doch ziemlich flach liegen, sind Granit, Gneiss, Hornblendeschiefer die azoischen verrucanoähnlichen Sparagmitgesteine, Thonschiefer etc. immer klar petrographisch geschieden. Der Gneiss geht nicht durch undeutliche Abänderungen in die Talkquarzite etc. über, er ist wie aus einem Guss. Structurübergänge, bei welchen man zwischen den petrographischen Bezeichnungen Gneiss und Granit schwankt, sind selten. Ist es nicht am Ende die mechanische Gesteinsmetamorphose, das Clivage, welches in den Alpen alle diese Grenzen so peinlich verwischt hat? Gibt es in den Centralmassiven noch Gesteine, welche nicht eine Texturveränderung durch Quetschung erfahren haben?

Lassen wir uns indessen nicht zu weit reissen. Dafür, dass die Centralmassivstructur, entgegen Sharpe, Daubrée und anderen, nicht als Ganzes blos Clivage sein kann, liest man sich leicht aus dem Früheren eine Anzahl Gründe zusammen: die massigen Gänge in den krystallinischen Schiefern könnten nicht allein massig geblieben sein; sie können auch nicht jünger als die Entstehung der Schieferung sein, weil die letztere mit der Hebung der Alpen zusammenfallen müsste, nach unseren früheren Beobachtungen aber die Gänge viel älter als das Alpengebirge sind. Ferner könnte, wenn die Centralmassivstructur als Ganzes nur Clivage wäre, nicht eingesehen werden, warum die Schieferung gewöhnlich mit den Centralmassivgesteinen scharf abschneidet und nur selten nach oben noch etwas in die Sedimente hineingreift, um sich dort allmälig zu verlieren; endlich widerspricht der Auffassung aller Schieferung des Centralmassives als Clivage die zonenförmige Vertheilung der Gesteinsarten.

Was wir zeigen wollten, ist blos, dass Clivage wohl dazu beigetragen hat, die Schieferungseinförmigkeit der Centralmassive und damit den Contrast gegen die Sedimente zu steigern, sowie die Faltenstructur dem Auge zu verbergen. Die Discordanz am Contacte kann nun durch die gleichen 3 Fälle erzeugt werden, wie

wir sie für das überlagerte Eocen bei der Doppelfalte I. Theil S. 216 aufgeführt haben. Die Umbiegung der krystallinischen Schiefer am Contacte kann ein Rest der Gewölbeumbiegungen oder auch Clivage sein, welches nachträglich verschleppt durch noch weitere Fortsetzung der Bewegungen gekrümmt worden ist.

Centralmassive, welche ausnahmsweise eine andere Streichrichtung als diejenige der Alpen überhaupt haben (verglichen Kapitel C dieses Abschnittes), können uns nicht in mehr Verwunderung setzen als Sedimentfalten, die vom allgemeinen Streichen abweichen. Wenn sich eine Faltenschaar durch allgemeinen Zusammenschub bildet, so entstehen immer durch ungleiche Bewegungen in geringer Entfernung Zwischenspannungen, welche schiefe Falten hervorrufen. Der Faltennatur entsprechend ist hingegen bisher meines Wissens noch keine Kreuzung von Centralmassiven beobachtet worden, so wenig als eine wirkliche Kreuzung ganzer Kettengebirge.

Der Theorie von der Faltennatur der Centralmassive ist endlich noch der Einwurf entgegengehalten worden, dass die erwartete Symmetrie in den Gesteinsabänderungen an beiden Flanken eines Centralmassives nicht vorhanden sei. Im ersten Abschnitte unseres Buches haben wir gezeigt, dass symmetrische Wiederholungen, so weit wir sie überhaupt bei der horizontalen Abänderungsfähigkeit der krystallinischen Schiefer erwarten können, wirklich vorhanden sind. Weil aber Falten und Aufbrechen der Falten der Centralmassive zum Theil unter den noch nicht mitgeschleppten Sedimenten stattfand, so fällt durchaus nicht nothwendig die orographische Mittellinie eines Centralmassives mit der geologischen Mittellinie zusammen. Die beiden Seitenlinien des Centralmassives an der Grenze der Sedimentbedeckung, welche Grenze überdies zum Theil blos ein vorübergehender Abwitterungsrand ist, sind geologisch ganz unsymmetrisch. Es fanden am Contacte Verschiebungen statt. Diejenigen Gesteine, welche den südlichen Randschiefern eines Centralmassives geologisch entsprechen, liegen im einen Fall vielleicht in der Mitte des Massives, im anderen nördlich weit unter den überlagernden Sedimenten verborgen. Da die verschiedenen Faltentheile bei aller geologischen Symmetrie schief und verschieden hoch sein können, ist die orographisch wirksame und als Centralmassiv denudirte Zone bald nur eine halbe Falte, bald eine ganze, bald $1^1/_2$, $1^2/_3$, 2 oder noch mehr Falten. Bei den inneren Centralmassiven wird die orographische Mittellinie häufiger mit der geologischen zusammenfallen als bei den äusseren. Endlich ist nochmals zu betonen, dass die ursprüngliche Entfernung der beiden Randzonen eines Centralmassives oft zu gross war, als dass nicht petrographische Aenderungen,

und Facieswechsel bedeutende ursprüngliche Verschiedenheiten ergeben, welche durch ungleiche Quetschung noch gesteigert werden konnten.

Die Schwierigkeit der Favre'schen Theorie der Centralmassive (vergleiche die Einleitung zu diesem Abschnitte) bestand in den discordanten Lagerungen. Durch den Nachweis der Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit, dass die Falten der Centralmassivgesteine unter der Sedimentdecke aufgebrochen sind, scheinen mir diese Bedenken vollständig gehoben, und die Theorie: *Centralmassive sind Falten*, ausgearbeitet und bestätigt.[1])

So haben sich denn die Centralmassive als Falten oder Faltengruppen erkennen lassen. Sie sind die intensiveren Wellen des Kettengebirges, die zuerst hoch auftauchend, am frühesten von der Verwitterung angegriffen und bis zu den innersten Schichten entblösst worden sind. Sie sind diejenigen Falten, in welchen die alten Gesteine am höchsten nach oben ausgewichen sind und von welchen die Decke jüngerer Sedimente schon am vollständigsten weggewittert ist. Diese tiefsten Gesteine, welche wir beobachten können, stehen den Kräften, die das Kettengebirge erzeugten, genau ebenso passiv gegenüber wie die jüngeren Sedimente. Gümbel sagt in seinem „bairischen Alpengebirge" (S. 855), und die meisten Geologen stimmten ihm hierin bei: „Die hebende Kraft zerfällt in eine vertikal emporhebende, und in eine nach der Seite hin wirkende und lateral drückende. Die letztere übte besonders auf die Randgebilde ihren Einfluss aus." Allein seitdem wir erkannt haben, dass auch die Centralmassive ein Resultat seitlicher Pressung sind, ist die letzte festgehaltene Vertikalhebung widerlegt. Was als Kettenhebung oder Senkung erscheint, sind nur die nach oben oder nach unten ausgewichenen Falten der horizontal zusammengeschobenen Erdrinde. Es ist bis jetzt in den Alpen nirgends eine Dislocation entdeckt worden, welche die Annahme einer anderen ursächlichen Bewegungsrichtung verlangen würde, so sehr man früher an vertikal emporpressende Prinzipien dachte. Man wollte selbst die Alpen durch Auslaugung und Senkung erklären, allein hier wird behauptet ohne jemals einen einzigen wirk-

---

[1]) Die Einwürfe, welche Pfaff in seiner „Allgemeinen Geologie als exacte Wissenschaft" dagegen macht, entspringen einem blossen Missverständnisse. Wenn Favre seine Gründe dafür angab, dass das Centralmassiv in fester Form aufgestiegen sei, so denkt er sich dies Auftauchen in Gestalt einer von Sedimenten bedeckten Falte, deren krystallinische Partien allmälig durch Denudation entblösst wurden, aber nicht, wie Pfaff ihm unterschiebt, wie ein von unten eingeschlagener Keil. Diese wie so viele andere Rechnungen von Pfaff sind allerdings „exact", aber sie schneiden doch nicht, weil die Prämissen keine „Wissenschaft" sind. Wir halten diese Methode der Prüfung überhaupt für sehr gefährlich.

lichen Beweis zu geben. Mit jeder Falte, mit jedem Kamme weisen die Alpen immer auf Horizontalschub als allgemeine und alleinige mechanische Ursache ihrer Entstehung hin. *Die eigentliche Ursache der Faltung der uns zugänglichen Erdrinde haben wir mit Nothwendigkeit in einer Contraction noch tieferer, uns nicht zugänglicher Theile der Erde zu suchen.*

Im folgenden Abschnitt wollen wir noch den Betrag dieser Contraction aus den Kettengebirgen abzumessen versuchen. Bis hieher haben wir in unserem Gedankengang nirgends eine Hypothese einfliessen lassen, sondern nur die uns zugängliche Erdrinde beobachtet. Wir müssen für die zahlreichen verschiedenen Hypothesen über die Beschaffenheit des Erdinnern von vorne herein als ein Postulat aufstellen, dass sie die Möglichkeit einer solchen Contraction in der Tiefe für die vergangenen Perioden, bis und mit der Gegenwart und bis in die Zukunft hinein einschliesse. Wir haben keinen einzigen Beweis, nicht einmal einen Wahrscheinlichkeitsgrund dafür, dass die Kettengebirge bildenden Bewegungen jetzt aufgehört haben, wohl aber viele Wahrscheinlichkeitsgründe dagegen. Ob jene Hypothesen die Contraction in der Abkühlung eines flüssigen oder festen Erdkernes, oder tieferer Schichten einer festen Schale, oder in anderen Vorgängen suchen wollen, dies zu entscheiden ist zunächst nicht unsere Aufgabe.

Die Alten haben die Alpen als ein Gebirgssystem mit einem Centralknoten betrachtet, von dem aus nach allen Richtungen die Wasser strömten. In unserem Jahrhundert folgte in der Anschauungsweise der Gelehrten eine übermässige Decentralisation. Jedem Centralmassive wurde eine gewisse Selbstständigkeit als Hebungsaxe zugeschrieben. Heute stehen die Alpen vor meinen Augen wieder als ein zusammengehörendes Ganzes da. Alle Centralmassive, alle Kalkketten der Alpen haben sich gebildet, weil sie zusammenwirkend in der Summe ihrer Faltung einen bestimmten Tangentialschub neutralisiren mussten. Wäre eine Falte enger geblieben, so hätte dafür eine andere sich weiter wölben müssen. Alle die zahllosen, herrlichen, reichgestalteten Kämme und Gipfel, sie sind die Leistung der gleichen Kraft und der gleichen Zeit, so verschieden alt ihr Material sein mag; sie sind vielleicht die Leistung der Schwerkraft, welche die Festigkeit der Gesteine zu überwinden vermochte und hier Falten aufstaute, während sie die übrige Erdrinde dem Erdmittelpunkte um kaum einen Hundertstel näher rückte.

Abschnitt III.

Ueber den Bau und die Entstehung der Kettengebirge.

A. Einleitung.

Die grösseren Unebenheiten an der Erdoberfläche, welche wir Berge und Gebirge nennen, bestehen niemals aus losen unzusammenhängenden erdigen Massen, sie haben zum Mindesten einen Kern von festem Gestein. Der anatomische Bau einer solchen Bergmasse ist eine nothwendige Folge der Entstehungsart, eine Folge der geologischen Vorgänge, welche das Gebirge zum Gebirge gemacht haben. Wir finden vier Arten von Bergmassen:

1) *Vulkane.*
2) *Kuppengebirge.*
3) *Plateau- oder Massengebirge.*
4) *Kettengebirge.*

Die Vulkane sind meist einzelne, in Linien angeordnete kegelförmige Berge, der Hauptmasse nach durch Aufschüttung von Eruptionsprodukten um einen Punkt herum als geschlossener Kegel gebildet. Die Kuppengebirge (Typen sind: böhmisches Mittelgebirge, Siebengebirge, vulkanische Eifel, Höhgau, ungarisches Trachytgebirge etc.) sind aus einzelnen Bergen zusammengesetzte Gebirge; sie sind eine Anhäufung von alten Vulkanen — theils vielleicht homogenen (wie der Ausbruch auf Santorin 1866) grösserentheils aber von gewöhnlichen Vulkanen, welche im Laufe der Zeit durch Denudation Krater und Tuffmassen so weit verloren haben, dass der innere Stock compacteren vulkanischen Gesteines als resistenzfähigere Masse gipfelbildend zu Tage tritt. Ganz anders ist es mit den beiden letzteren, den Plateau- und den Kettengebirgen: Da sind nicht die einzelnen Berge das ursprüngliche, aus dem das Gebirge sich zusammengesetzt hat, sondern da ist das Gebirge das ursprüngliche, aus dem erst nach und nach die einzelnen Berge und Thäler immer individualisirter durch

die Verwitterung herausmodellirt worden sind. Massen- und Kettengebirgen liegen grösstentheils Bewegungen der scheinbar festen Erdkruste zu Grunde, und zwar wiegt bei den Massengebirgen (Typus: Schwarzwald) Vertikalbewegung der Erdkruste vor, die Kettengebirge (Typen: Jura, Alpen, Himalaja), wie wir das erst noch genauer darlegen werden, sind durch eine Horizontalbewegung, ein in sich Zusammenschieben der äusseren Erdrindenschichten entstanden. Eruptivgesteine treten bei Massen- und Kettengebirgsbildung gleichzeitig mit der Hebung entweder gar nicht auf, oder sie sind ganz sekundäre passive Erscheinungen in der Hebungsgeschichte. Die beiden ersten, Vulkane und Kuppengebirge, sind der Hauptsache nach durch Aufthürmen von neuem Material aus dem Erdinnern auf der alten, oder seither nur wenig gehobenen Oberfläche, die beiden letzteren durch relatives Aufsteigen des alten Grundes ohne sichtbare Neubildung von Gesteinen aus schon vorhandenen Gesteinen entstanden. Die Entstehung der ersteren ist eine *Neubildung von Gesteinen*, die der letzteren eine *Ortsveränderung schon vorhandener Gesteine.*

Diese Eintheilung ist orographisch ebenso gerechtfertigt wie anatomisch und genetisch. Schon der erste Blick auf eine Karte mit getreuer Terrainzeichnung lässt uns selten Zweifel über den Charakter des Gebirges. Vulkane sind aus Kegel und Trichtergestalten gebildete Einzelberge. Wir können sagen, ihre Culminationen, die Kraterränder, erscheinen auf der Karte als kleine vereinzelte Kreise. Kuppengebirge sind zusammengesetzt aus einer Menge von oft schön regelmässig und kühn gestalteten Kegeln oder domförmigen Kuppen; ihre Gipfel haben je einen höchsten Punkt, und auf einer Karte bestehen die Culminationen eines Kuppengebirges aus einem wie hingesäeten Haufen von Punkten. Die Kettengebirge zeigen langgestreckte, freilich manchmal vielfach zerstückelte gekerbte Kämme, und das geometrische Bild ihrer Culminationen zeigt eine Schaar ungefähr paralleler und gerader, oder wenig gekrümmter Linienstücke. Beim Massengebirge haben wir an Stelle der scharfen Punkte und Linien als Culminationen breite wellige Flächen mit schwacher Wölbung, und in diese sind die tiefen schmalen Thäler eingeschnitten.

Es kann vorkommen, dass zwei dieser Gebirgsarten sich decken; so entstehen Gebirge von gemischtem Charakter. So viel wir bis jetzt wissen, lässt sich aber in der Mehrzahl solcher Fälle nachweisen, dass die Bewegungen, welche die Schichtenstellungen, die der einen Gebirgsart entsprechen, hervorbrachten, nicht gleichzeitig mit denjenigen Vorgängen waren, welche die Erscheinungen erzeugten, die der anderen Gebirgsart angehören. Zwischen beiden können weite geologische

Perioden liegen. In den südamerikanischen Anden scheint jetzt Kettenbildung gleichzeitig mit der Thätigkeit von Vulkanen zu sein.

Schon heute wäre es möglich, über jede der vier genannten Gebirgsarten einen dicken Band zu schreiben, das ist aber nicht die Aufgabe, die wir uns gestellt haben. Eine nähere Betrachtung wollen wir nur den Kettengebirgen widmen.

Der erste, welcher die Entstehung der Gebirge von der schiefen und vertikalen Schichtenstellung der ursprünglich horizontal gebildeten Sedimente ableitete, war der Däne *Steno* (1669). Das Active bei der Aufrichtung der Schichten wurde in den „Erdbeben und vulkanischen Kräften" gesucht. Die Hauptarbeiten hierüber bis etwa zum Jahr 1770 entstanden in Italien unter dem die Phantasie erregenden Einflusse der dortigen vulkanischen Erscheinungen. *Pallas* (1777) unterschied zuerst mit aller Bestimmtheit bei den Kettengebirgen eine Centralzone, welche aus „krystallinischen" Gesteinen (Granit, Porphyr, Gneiss etc.) besteht und auf beiden Seiten Nebenzonen, welche im Wesentlichen die aufgerichteten Ränder der Sedimentgesteine sind. Die Periode der biblischen Geologie, welche noch in dieses Jahrhundert hineinragte, vermochte für die Fragen über die Entstehung der Gebirge keinen neuen Gedanken und keine neue Beobachtungen zu erzeugen. *Werner* kannte keine Hebungen, keine senkrechten, keine umgebogenen Schichten, sein System war nur die Geologie von Sachsen, Reisen machte er keine. Die sanft geneigten Schichtungen, die er in Sachsen beobachtete, waren für ihn ursprünglich schiefschichtiger Absatz, die Gebirge nur durch Abspülung der Umgebung als solche entstanden, Granite, Syenite, Gneisse waren sein „Urgebirge." Sein Geist beherrschte seine Zeit, die vulkanischen Theorien der Gebirgsbildung verstummten. *Saussure,* der ein grosser Beobachter, aber viel weniger Theoretiker war, vermochte seine eigenen Beobachtungen nicht mit Nachdruck gegen die Werner'sche Anschauungsweise zu deuten, obschon ihm zur Erklärung in erster Linie, freilich nur „comme un rêve," der Gedanke an seitlichen Zusammenschub („refoulement") der Erdrinde vorschwebte, und zur Beweisführung sein Material sehr reichhaltig gewesen wäre. Aus Schottland brachen endlich (1795 bis 1821) *Hutton*, *Playfair*, *Macculloch* mit der vulkanischen, nun plutonisch geheissenen Theorie der Italiener des vorigen Jahrhunderts in neuer Auflage hervor. Die Italiener stützten sich auf die jetzigen Vulkane, die Schotten auf die alten Eruptivgebilde: Gangartiges Aufsteigen des Granits und Trapp's hat die Sedimente gehoben, gefaltet und am Contact umgewandelt. Nun folgte der an Missverständnissen reiche Streit der Neptunisten

und Vulkanisten. Man verwechselte fortwährend die Entstehung des Gebirges mit der Entstehung seiner Gesteine. Im grellsten Widerspruch mit dem thatsächlich an den Vulkanen zu beobachtenden wurde die Erhebungstheorie der vulkanischen Krater durch *Humboldt, Leop. v. Buch, Elie de Baumont* etc. aufgestellt und behauptet. Elie de Baumont stellte die einfachen Principien fest, nach welchen durch Discordanzen das geologische Alter der Gebirge gefunden werden kann, verlor aber später in phantastischen Speculationen den Boden der wissenschaftlichen Untersuchung. Die Kettengebirge wurden von den genannten Forschern und ihren zahlreichen Anhängern als Linearhebungen mit den vulkanischen Kegeln als punktförmigen Hebungen, die Centralzone der Kettengebirge mit dem inneren Lava und Schlackenkegel verglichen; dem vulkanischen Schloth oder der Bocca entsprach beim Kettengebirge eine lange Spalte. Jeder Beweis für das Vorkommen eines Eruptivgesteines in der Centralzone wurde als Beweis für die plötzliche vulkanische Hebung der Kette angesehen. Als *Brochant de Villier* zuerst entdeckte, dass an manchen Stellen in den Alpen Gneiss über Sedimentgesteinen liege, schloss man, dass der erstere jünger wäre. Die Theorie der Erhebungskrater ist schon vor der Mitte dieses Jahrhunderts durch *Hofmann, Escher v. d. Linth, Scrope* etc. gefallen, der Nachweis ist geleistet und tausendfach bestätigt, dass die Vulkane Aufschüttungskegel sind, dass die Laven wohl durch Spalten aufbrechen, aber nicht die Schichten aufrichten und dass die oft eintretende Hebung des Untergrundes eine ausgebreitetere Erscheinung ist, die niemals einen Bergkegel nach Art der Vulkane zu bilden vermag. In ihrer Uebertragung auf die Entstehung der Kettengebirge ist aber die Erhebungstheorie durch vulkanische Eruption bis auf den heutigen Tag noch theilweise haften geblieben, obschon ihr die Wurzel abgeschnitten worden ist. Dies ist eine Folge der Inertie des menschlichen Geistes, der wir alle mehr oder weniger unterworfen sind. Die Anschauung, dass die plutonische Axe, d. h. die Centralmassive, Gebirge gehoben hätten, ist nur wenig modificirt worden. Früher nahm man eine Eruptivspalte an — jetzt so viele als Centralmassive; früher dachte man sich entweder beide Ränder der Spalte gehoben oder bloss der eine gehoben, der andere gesunken etc.; darnach schematisirte man die Querprofile durch die Kettengebirge — jetzt erkannte man die Mannigfaltigkeit der Kettenbildung und der Biegungen in den Nebenzonen, man sah jetzt, dass diese nur als Resultat eines Zusammenschubes denkbar sind, man schrieb nun den plutonischen Centralmassiven Lateralpression zu, und dachte sich dieselben nicht mehr als ganz plötzlich, sondern als andauernder wirksam.

Als man endlich noch später einsehen musste, dass es auch Kettengebirge ohne Centralmassive gibt, wurden dieselben als Nebenprodukte der grösseren Ketten mit Centralmassiven aufgefasst und ebenfalls dem von der Dilatation der Centralmassive herrührenden, in grössere Entfernungen fortgepflanzten Seitendruck zugeschrieben. Diesen Standpunkt theilen mit *Studer* gegenwärtig noch eine grosse Zahl von Geologen. Es scheint mir sehr wahrscheinlich, dass die Theorie von der Hebung durch die plutonischen Centralmassive überhaupt niemals entstanden wäre ohne die nun zu Grabe getragene Theorie der Erhebungskrater. Der erste, welcher neben seinen übrigen Theorien von einer Runzelung des zu grossen Kernes gesprochen hat, war *Humboldt.* Nach der Andeutung Saussure's haben vor Allen *Const. Prevost,* dann *Dana, A. Favre, Lory* und *Suess* meines Wissens zuerst die Kettengebirge als eine von den Vulkanen fundamental verschiedene Erscheinung aufgefasst. Andere, z. B. Giordano, Renevier, Rolle[1]) etc. sind ganz oder theilweise beigetreten.

Auf die Geschichte der Formationsbestimmungen in den Alpen einzutreten, ist nicht unsere Aufgabe; doch will ich noch erwähnen, dass das erst in den letzten drei Jahrzehnten geschwundene Vorurtheil für das hohe Alter der alpinen Hebung heute noch theilweise fortdauert. Zwischen dem hier angedeuteten Entwicklungsgang, welchen die Vorstellungen über die Entstehung der Gebirge von Steno bis zu unserem Standpunkte gemacht haben, tauchten hie und da noch einzelne abseits liegende Gedanken, oft in mehreren verschiedenen Modificationen auf. Es gab und gibt noch heute solche, welche die Gebirge durch ungleichförmiges Einsinken der Erdkruste von oben nach unten theils in Folge Contraction bei der Erhärtung der tieferen Schichten, theils in Folge unterirdischer Auswaschungen durch Sickerwasser entstanden denken (*J. A. Deluc,* Volger, Mohr, Stutz). Das Kapitel C dieses Abschnittes allein genügt, diese Anschauung gänzlich zu widerlegen — übrigens ist es leicht, aus dem vorangegangenen I. wie II. Theil und den übrigen nachfolgenden Kapiteln beliebig viele Beweise dagegen zusammenzulesen. Die richtige Beobachtung, dass manche Unebenheiten der Erdoberfläche durch Einsenkungen entstehen können, ist einseitig verallgemeinert worden, oder es ist bei manchen die Theorie der Gebirgsbildung durch Einsenkung zum Gegensatz der Ultravulkanisten unter dem Einfluss einer gewissen, allerdings die Objectivität vernichtenden Polarisation des Geistes erfunden worden.

---

[1]) Dr. Fr. Rolle über die Landschaft Chiavenna S. 9.

Alle Gebirgsbildungstheorien nach Werner erkennen einstimmig, dass eine Dislocation, d. h. eine Bewegung der Rindentheile eingetreten ist. Die einen nehmen die bewegende Kraft von unten nach oben wirkend an: *Hebungstheorie.* Andere lassen die Dislocationskraft von oben nach unten wirken: *Senkungstheorie;* noch andere lassen die Kraft von der Seite wirken: *Theorie vom Horizontalschub.* In der lokalen Wirkung ist der Unterschied dieser drei Theoriengruppen nicht ganz scharf, denn jede kann beiderlei: lokale Hebungen und lokale Senkungen erklären. Fundamental verschieden sind sie aber in der Kraft, welcher sie die Dislocation zuschreiben: Bei der Hebungstheorie expandirt das Erdinnere activ, bei der Theorie vom Horizontaldruck erscheint es als contrahirend, die Senkungstheorie will alles auf die Einwirkungen des Wassers, oder überhaupt auf Vorgänge zurückführen, welche nur nahe der Oberfläche, aber nicht in grosser Tiefe ihren Sitz haben. Erheben wir uns über die ganz lokale Wirkung zur allgemeinen Wirkung, welche diese drei verschiedenen vermutheten Ursachen haben müssen, dann sehen wir mit voller Klarheit ein, dass allein die Theorie vom Horizontalzusammenschub ein ausgedehntes Faltensystem wie die Alpen es in der That sind zu erklären vermag, und dass die beiden anderen Theorien in vollem Widerspruch mit dem thatsächlich zu beobachtenden inneren Bau der Kettengebirge stehen. Wir haben im vorliegenden Werke keine Veranlassung gefunden, eingehend diese beiden absterbenden anderen Theorien noch besonders zu widerlegen. Unser Abschnitt über die Centralmassive war gegen die angedeutete *Combination der Hebungstheorie mit der Theorie vom Horizontalschub* gerichtet, welche die Ursache im Aufbrechen von Eruptivgestein, das dann an den Sedimenträndern als Seitenschub gewirkt haben soll, sucht. *Arnold Escher v. d. Linth* schwankte zwischen der Anschauung von Studer und derjenigen von Favre; er äusserte sich aber gegen seine Schüler in folgenden Worten: „So lange wir die Bedeutung und Entstehung der Centralmassive nicht mit Sicherheit erkannt haben, so lange ist es noch gar nichts mit unserer Mechanik der Alpen.“ Im zweiten Abschnitt dieses Theiles haben wir versucht, nicht durch allgemeine Betrachtungen, sondern durch Detailbeobachtung die Frage zu lösen. Wir sind zu dem Resultate gekommen, dass die Centralmassive Falten der Erdrinde sind, welche durch Zusammenschub entstanden sind, und dass die Eruptivgesteine, die man in den Alpen beobachtet, wie schon Suess und andere hervorgehoben haben, nur passiv mitgeschleppt wurden. Wir gelangten zu dieser reinen Durch-

führung der Theorie vom Horizontalschub durch den Nachweis, dass Bau und Verhalten der eruptiv vermutheten Centralmassive qualitativ gleich ist derjenigen Zone der Alpen, von welcher man unmittelbar sieht, dass nur Zusammenschub sie gestaut haben kann. Dadurch, sowie durch die vorangegangenen und noch folgenden in diesem Werke niedergelegten Untersuchungen ist der Beweis, dass Kettengebirge durch keine andere Kraft, als durch einen *Horizontalschub in der Erdrinde* gestaut worden sind, mit grösserer Vollständigkeit geleistet, als dies bisher der Fall war.

Wenn wir dem Bau und der Entstehung der Kettengebirge hier noch einen Abschnitt widmen, so fassen wir für uns die Aufgabe nicht in dem weiten Sinne, wie Suess sich dieselbe in seiner „Entstehung der Alpen" gestellt hat. Es steht mir nicht im Entferntesten diese Ausdehnung des Beobachtungsgebietes und bei weitem nicht diese Literaturkenntniss zu Gebote, welche die Grundlage für ein so umfassendes Werk bilden muss. Unsere Untersuchungen erweitern den Rahmen der Suess'schen Darstellung und Auffassung nicht, sondern sie sind nur genauere Einzelausführungen mechanischer Probleme; sie sind nur Detailmalerei innerhalb des von Suess nach der Natur entworfenen und umrahmten Bildes. Wenn ein so grosses Bild in den Hauptzügen entworfen und in manchen Theilen schon ausgearbeitet ist, wird es niemals für dasselbe ein Vorwurf, sondern gewiss ganz selbstverständlich sein, wenn noch manche einzelne Beobachtungen sich ergeben, welche bisher nicht aufgezeichnet worden sind, hie und da auch durch Detailbeobachtung einzelne Veränderungen in der Auffassung nothwendig werden. In der Hauptsache, dass die Kettengebirgsstauung mit einer Verkleinerung des Erdradius zusammenhängt, wie in noch vielen Einzelheiten gehen wir vollständig einig. Ich stelle hier noch Resultate zusammen, die ich bei Gelegenheit unserer bisher mitgetheilten Beobachtungen gewonnen habe, ohne dort zu ihrer Besprechung passende Stellen zu finden. Um diese Gedanken aber nicht allzu zerhackt einzeln hinzustellen, verbinden wir sie in diesem Ergänzungsabschnitt durch die Darstellung zum Theil allgemein bekannter Erscheinungen der Gebirge — freilich in einer Form, welche in dieser Allgemeinheit meistens ebenfalls neu ist. Unsere Untersuchungen betreffen vorwiegend den Nordabfall der Centralalpen.

B. Die Dislocationen in den Kettengebirgen.

Im Inneren der Continente finden wir marine Sedimente oft in bedeutender Höhe. Es ist leicht, Stellen in den Alpen zu nennen, wo eine bestimmte Sedimentschicht auf hohem Gipfel sich findet, während wir in kaum 2 bis 3 Kilometer Horizontaldistanz die gleiche Schicht mit den gleichen Petrefacten die derselben marinen Tiefenzone (Facies) angehören 2000 M. tiefer treffen. Es hat also nicht nur Vertikalhebung stattgefunden, sondern die Niveauschwankungen haben auf geringe Entfernungen gewechselt. Die ursprünglich fast horizontalen Schichten sind nicht nur gehoben, sie sind schief aufgerichtet, vertikal gestellt, übergekippt und verbogen, geknickt oder gebrochen. Alle derartigen Lagerungsstörungen bezeichnet man als *Dislocationen.* Die Dislocation einer Sedimentschicht ist *jünger* als ihr Absatz, ihre Entstehung. Man ist nach diesem zuerst von Elie de Baumont angewendeten Principe im Stande, das relative Alter der Gebirgshebungen zu bestimmen. Die meisten Gebirge scheinen sich jedoch nicht durch einmalige Hebung gebildet zu haben, es kann die Hebung periodisch in verschiedenen Zeiten eingetreten sein. Es gelten dann folgende Sätze:

1) Die jüngste Lagerungsstörung ist älter als die ältesten nicht mehr gestörten Schichten, und jünger als die jüngsten noch gestörten Schichten.

2) Die älteste erste Lagerungsstörung ist älter als die älteste mit der Grundlage discordante Schicht, und jünger als die jüngste mit der ursprünglichen Grundlage parallele Schicht.

3) Während Ablagerung paralleler Schichten ist keine Lagerungsstörung erfolgt.

Auf der Discordanzfläche selbst lassen sich am älteren Gestein häufig Verwitterungsabbrüche und Erosionsformen erkennen. Solche beweisen, dass auf die ältere Hebung und vor der Ablagerung der jüngeren Schichten eine Festlandszeit, eine Denudationszeit gefolgt war. Als Beispiel hiefür mögen die Klüfte und Spalten der Kalke der oberen Juraschichten im Jura gelten, welche mit eocenem und miocenem, knochenreichem Material gefüllt sind, während die dazwischenliegenden Kreidebildungen fehlen. Das Uebergreifen einer jüngeren Bildung über ältere bei gleichzeitigem Fehlen der mittleren Bildungen bezeichnet man mit dem Ausdruck *Transgression.* Jede Transgression mariner Sedimente zeigt eine ausgedehnte Senkung an, welche auf eine Festlandepoche gefolgt ist.

Die obigen drei Sätze gelten freilich nur für Dislocationen, welche die Schichten aufrichteten, nicht aber für langsame Hebung oder Senkung mit Beibehaltung der ungefähr horizontalen Lage. Im letzteren Falle können wir uns oft auf andere Weise helfen:

1) Das wirkliche Fehlen einer Schichtenstufe zwischen zwei vorhandenen beweist, dass die Gegend entweder zur Zwischenzeit dieser Stufe selbst dauernd zum Festland gehoben war, oder dass eine Festlandsperiode mit Denudation (Verwitterung und Erosion), welche die jetzt fehlende Stufe zerstörte, der Ablagerung der ersten jüngeren vorhandenen Stufe unmittelbar vorangegangen ist. Hiebei muss freilich betont werden, dass Zeit und paläontologische Stufe sich nicht immer nothwendig decken und aus einer Lücke in den Petrefacten nicht ohne weiteres auf eine Lücke in den Ablagerungen geschlossen werden darf.

2) Der Wechsel der Facies (Seichtmeer, Tiefmeer, Uferfacies, Süsswasser, Brackwasserfacies etc.), wie er in den Gesteinsschichten erkennbar ist, lässt uns oft Niveauschwankungen ohne Schichtaufrichtungen nachweisen (so liegt z. B. Steinkohle aus Landpflanzen in China, Rheinpreussen und England oft tiefer als die Meerfläche, an zahllosen Orten liegen Süsswassergebilde unter Marinen etc.).

Die älteren Gesteine sind meistens mehr dislocirt als die jüngeren. Dies wurde früher als Abnahme der Dislocationskräfte im Laufe der Zeit gedeutet, ist aber wohl anders zu erklären: Die Dislocationen entstehen durch Kräfte, die jedenfalls meistens tiefer liegen als die Stellen, an denen wir beobachten. Die meisten Dislocationen, die ein jüngeres oberes Gestein treffen, müssen auch die alten durchkreuzen. Die Dislocationen in den alten Gesteinen haben sich seit vielen Perioden summirt, bei den jüngeren aber sehen wir nur diejenigen Dislocationen, die seit ihrer weniger weit zurückliegenden Entstehung die Erdkruste betroffen haben.

Wir sehen in den Kettengebirgen die Schichten der Erdrinde stellenweise muldenförmig einsinken, an anderen Stellen sind sie gewölbeartig aufgestaut. Die nach oben hohlen Krümmungen der Felsschichten nennen wir *Mulden,* die nach unten hohlen, nach oben convexen *Gewölbe.* Ein Gewölbe und eine Mulde, die sich aneinander schliessen, bilden eine *Falte.* Jede Falte hat somit einen Mittelschenkel mit einer Umkehr der Krümmungsrichtung, zwei einfach gekrümmte Umbiegungen und zwei Seitenschenkel. (Vergl. Taf. XVI Fig. 2.) Mulden und Gewölbe wechseln im Querprofil durch das Kettengebirge wiederholt miteinander ab und stellen eine Reihe von Falten der Erdrinde dar. Diese Falten sind

alle lang gestreckt, länger als breit. Zwischen den Gewölben in der Längsrichtung der Falten liegen häufig Längsthäler, während die Falten stellenweise von Querthälern durchschnitten werden. Dieser Unterschied von Längsthälern und Querthälern fehlt bei den anderen Gebirgsarten. Dass die Längsthäler in ihren Anfängen die gleichen Bildungsursachen haben wie die Ketten, folgt aus ihrer gleichen Lage. Die Längsthäler sind manchmal gewissermassen negative Ketten. — Die Querthäler hingegen werden wir von anderen Kräften ableiten müssen.

Es gibt Linien im Kettengebirge, von denen aus nach beiden Seiten die Schichten abfallen, vergleichbar mit einem halboffenen Buche, dessen Rücken nach oben gewendet ist, — man heisst sie *Anticlinallinien;* und andere Linien, zu denen hin auf beiden entgegengesetzten Seiten die Schichten einfallen (halb offenes Buch, Rücken nach unten) — die *Synclinallinien.* Bei einfachen, unter nicht allzu hoher Intensität der faltenden Kräfte gestalteten Kettengebirgen liegen die Anticlinallinien auf dem höchsten Rücken der Gewölbekämme, die Synclinallinien in der Tiefe der Muldenthäler. Bei engem, gedrängtem Kettenbau und starker Denudation kann auch eine Anticlinale in ein Thal, eine Synclinale mit einer Kammlinie zusammenfallen. Ein Thal kann ferner zwischen Synclinale und Anticlinale fallen; dann sind beidseitig die Schichten in gleichem Sinne geneigt. Solche Thäler nennt man Isoclinalthäler, entsprechende Kämme Isoclinalkämme. Synclinalthäler sind bei wenig intensiver Faltung breit, muldenförmig, beidseitig oft quellenreich. An den Gehängen von Anticlinalthälern sind die Felsenschichten terrassenförmig abgebrochen mit pfeilerförmig vorragenden Schichtenköpfen, und die Thäler sind quellenarm. Isoclinalthäler haben die eine Thalwand der einen, die andere der anderen der genannten Thalarten entsprechend.

Durch die Faltung entstehen somit folgende (Taf. XVI Fig. 12 im Querprofil dargestellte) Typen von Längsthälern und Längskämmen: *Anticlinalkamm* und *Synclinalthal.*

Durch die Zusammenwirkung von Faltung und Erosion, wobei Zerreissen der Gewölbe manchmal noch hinzutritt: *Anticlinalthal, Synclinalkamm, Isoclinalthal* und *Isoclinalkamm.*

Nicht durch die Faltung, sondern durch die Erosion der Faltung zum Trotze modellirt sind (verglichen I. Theil V. Abschn.) *Querthal* und *Querkamm.*

Eine Thallinie oder Kammlinie kann auch schief zu einer Falte verlaufen und so streckenweise isoclinalen, streckenweise anticlinalen und sogar synclinalen

Charakter annehmen. Solche schiefe Thäler und Kämme sind vorwiegend ein Resultat der Denudation und stehen den Querthälern und Querkämmen näher als den Längsthälern und Längskämmen. Die Quergliederung ist in den Alpen häufig, im Jura seltener.

Die Gewölbe selbst können vertikal gestellt, nach einer Seite geneigt, oder sogar ganz horizontal übergelegt sein, und so unterscheiden wir stehende, geneigte und liegende Falten. Endlich können die Falten zusammengequetscht sein, so dass alle Schichten der parallelen Stellung sich nähern (Taf. XVI Fig. 12), und die Mulde nicht an und für sich ein Thal bildet. Alle Thäler und Kämme erhalten dadurch Isoclinalcharakter. Wenn, wie dies sehr häufig der Fall ist, die oberen Umbiegungen durch Verwitterung zerstört, die unteren im Boden verborgen sind, können wir die Faltung nur durch die Identität mehrerer wieder durch andere Schichtencomplexe von einander getrennter Schichten nachweisen, oder mit anderen Worten durch die mehrmalige Wiederholung der gleichen Schichte. Eine jüngste Schicht, auf deren beiden Seiten ältere in symmetrischer Reihe folgen, ist der Kern einer Mulde; eine älteste Schicht, von welcher aus symmetrisch nach beiden Seiten jüngere folgen, ist ein Gewölbekern. Solche mehrfache Faltung mit paralleler Stellung der Schichten ist im Inneren grosser Kettengebirge bei älteren Schichtencomplexen häufiger zu beobachten als an den äusseren Randfalten: hier äusserten sich die faltenden Kräfte mit grösserer Intensität. In solchen Gebieten zusammengepresster Faltung sind durch den Schichtenbau die Gewässer gerne in die Streichrichtung gewiesen und durch Erosion bilden sich isoclinale Längsthäler. Solche sind sehr häufig in den jüngeren Schichten ausgehöhlt, was wohl daraus zu erklären ist, dass die Zusammenquetschung sich oft nur langsam und allmälig vollzieht, so dass sich die späteren Erosionsisoclinalthäler leicht aus den anfänglichen, allmälig sich zusammenquetschenden Muldenthälern entwickeln.

Wenn die Zusammenschiebung der Erdrinde noch weiter geht, so dass die isoclinalen Mittelschenkel noch zusammengequetscht werden, weichen die Gewölbetheile nach oben, sogar die Muldentheile manchmal nach unten aus, es entstehen die Fächerfalten (Taf. XVI Fig. 12). Je nach dem Grade der Zusammenschiebung haben wir: *Normalfalten, Isoclinalfalten* und *Fächerfalten* zu unterscheiden. Im Jura und den äusseren Alpenkämmen herrschen die ersteren, in den inneren Alpentheilen die beiden letzteren vor. Längsthäler, welche über die Gewölbe von Fächerfalten hinweggehen, haben synclinalen Schichtenfall, obschon sie geologisch

auf einer Anticlinallinie liegen (Geschenenthal etc.), solche, welche in den Mulden von Fächerfalten liegen (Urserenthal) haben anticlinalen Schichtbau, obschon sie geologisch synclinal sind. Entsprechend gibt es denn auch synclinale Anticlinalkämme und anticlinale Synclinalkämme.

Weitere Dislocationsformen in Kettengebirgen, welche von den angegebenen Typen sich durch graduelle Unterschiede als Zwischenglieder ableiten, sind die *Falten* (meist liegend) *mit ausgewalzten Mittelschenkeln*, die in *Faltenverwerfungen* übergehen (verglichen I. Theil S. 220 etc.). Zwischen den letzteren und den *Ueberschiebungen*, welche wirklich *Verwerfungen* sind, ist wiederum keine Grenze. In manchen Gebieten der Erdrinde sind die *Verwerfungen* gewöhnlicher als die Biegungen und ersetzen diese theilweise; in anderen umgekehrt (verglichen II. Bd. S. 43 etc.). Das erstere scheint besonders da der Fall zu sein, wo die zu beobachtenden Schichten zur Zeit der Dislocation nicht tief unter der damaligen Oberfläche standen, das letztere da, wo das zu beobachtende Gebirge erst durch mächtige Denudation von den oberen Schichtmassen entblösst worden ist. Ferner beobachtet man nicht selten an den Abhängen der Alpenthäler in den höheren Schichten kleine Verwerfungen, die sich nach der Tiefe allmälig ausgleichen oder in Knickungen und zuletzt in Biegungen übergehen. Bei der Dislocation bricht die Erdkruste leichter in ihren oberen Schichten, biegt sich aber lieber in den belasteten tieferen Lagen. Wo Biegungen und Verwerfungen neben einander vorkommen, sind sie entweder durch den gleichen Dislocationsprozess entstanden, oder sie sind ungleich alt. Im NW-Jura gibt es lange sich hinziehende Verwerfungen von bedeutender Sprunghöhe, welche älter als die Faltung sind: Die Faltenketten, welche unter etwas spitzem Winkel auf eine Verwerfung stossen, setzen jenseits derselben nicht mehr fort, was nur dadurch erklärt werden kann, dass die mechanische Continuität zwischen den beiderseits der Verwerfung liegenden Rindenstücken schon vor der Faltung hier gebrochen war, wodurch die stauende Kraft beiderseits der Verwerfung sich in ganz verschiedenen Wirkungen äussern konnte. Ganz grosse Verwerfungslinien kreuzen sich ebenfalls nicht, sondern die jüngere setzt, wo sie auf eine ältere trifft, ab; jenseits tritt eine andere Verwerfung, eine Biegung oder irgend eine andere Form der Dislocation meist erst in verschobener Richtung auf, oder es fehlt gänzlich jede Stellvertretung des diesseitigen Rindenbruches.

Eine weitere wichtige Gruppe von Dislocationen sind die Horizontalverschiebungen. Suess hat nachgewiesen, dass in den Alpen eine Reihe S-N laufender

Horizontalverschiebungen vorkommen, bei welchen jeweilen die östliche Seite weiter gegen N vorgeschoben ist. Am Südabhang der Alpen sollen dieselben sehr deutlich ausgebildet sein, gegen den Nordabfall hin sich abschwächen und verlieren. Der Betrag der Verschiebung soll oft viele Kilometer gross sein. Die Richtung derselben bleibt auf eine viel grössere Ausdehnung gleichförmig, als die Richtung der Falten. Erdbeben, welche quer zu den Alpen sich ausbreiten (Belluno etc.), haben ihren Sitz in der Weiterausbildung solcher Verschiebungen, während durch die fortgesetzte Stauung der Falten Längsbeben entstehen. Als Beispiele für solche Horizontalverschiebungen nennen wir die Thermen-Linie, welche WSW—ONO laufend die Alpen südlich von Wien begrenzt; es gehört hierher vielleicht die alte Rheinlinie in den Alpen, eine Bruchlinie am Südabhang der Karpathen, mehrere solche Horizontalverschiebungen im Jura, die Krinnen im Sentisgebiet etc. Da ich selbst über diese Art der Horizontaldislocationen noch kein eigenes Beobachtungsmaterial habe, muss ich es hier bei dieser Citation der Beobachtungen von Suess bewenden lassen.

Die Faltung eines Kettengebirges ist wahrscheinlich niemals die erste und letzte Bewegung der Erdkruste an der betreffenden Stelle gewesen.[1]) In allen mir näher bekannten Fällen sind ausgedehnte continentale Hebungen und Senkungen der Faltenbildung vorangegangen und häufig auch nachgefolgt. Die beiden Bewegungsarten der Erdrinde: Faltung und ausgedehnte Vertikalschwankungen scheinen sich an ein und derselben Stelle weder gegenseitig zu bedingen, noch auszuschliessen; in ihrer Wirkung haben wir sie aber klar als *Festlandsbildende* und als *Kettenbildende* von einander zu unterscheiden. Einige Beispiele aus der Geschichte gebirgiger Gegenden wird diesen Unterschied am besten kennzeichnen.

So beobachten wir z. B. im *Jura* viele continentale Niveauschwankungen während der jurassischen und cretacischen Periode. Der östlichste Theil hatte sich am Ende der Jurazeit schon aus dem Meer emporgehoben, der mittlere stieg erst

---

[1]) Auf eine Widerlegung der Ansichten über die Bildung von Kettengebirgen, wie wir sie bei Mohr und Volger finden, trete ich hier nicht ein. Ich darf annehmen, dass meine Leser bereits so weit mit dem Gebirgsbau der Alpen vertraut sind, dass sie die Widersprüche jener Theorien schon entdeckt haben. Wenn Volger die Falten an den am mindesten belasteten Stellen durch eine stärkere Belastung daneben gepresst auftauchen lässt, so wird Jedermann selbst finden, dass es nach Volger's Theorie nur Anticlinalthäler geben könnte, dass dann die Richtung der Ketten durch den Lauf der Flüsse mit ihren baumförmigen Verzweigungen bestimmt werden musste und dass zur Bildung ganzer Faltenschaaren, wie wir sie in den Kettengebirgen finden, eben solche unerklärliche Systeme streifenförmiger Belastung müssten angenommen werden.

nachher. Während im Ostjura die Kreidebildungen ganz fehlen, finden wir von Biel an westlich die untersten und allmälig noch einige weitere Kreidestufen vorhanden. Die mittlere und obere Kreide scheint überall zu fehlen. Die Continentalhebung begann also im Osten und schritt westlich vor. Aus der Eocenzeit finden sich Festland- und Süsswasserbildungen. In dieser Epoche erfolgt die erste aber noch schwache Faltung. Continentalschwankungen etwas verschieden in den verschiedenen Theilen gehen parallel daneben, indem Süsswasser- und Meeresbildungen in den Molasseschichten abwechseln. Die Hauptfaltung, welche aus den ersten sanften Wellen das Kettengebirge thürmte, folgte der Oehninger-Molasse erst nach und richtete diese um einen bedeutenderen Winkel auf als der Discordanzwinkel zwischen Molasse und Jurabildungen beträgt. Leider ist trotz den vielen Untersuchungen einer grossen Zahl von Forschern der Jura noch viel zu ungenügend bekannt, um eine auch nur annähernd vollständige Tabelle der Niveauschwankungen geben zu können, die sich nicht nur auf einen einzigen Theil des Jura bezieht.

Für die Alpen stösst dies natürlich auf noch grössere Schwierigkeiten. In ganz allgemeinen von lokalen Ungleichförmigkeiten absehenden Umrissen, gibt die folgende Tabelle einen kurzen Ueberblick über die Hebungsgeschichte der Alpen:

Schematische Uebersicht über die allgemeineren grösseren Bewegungen der Erdrinde im Gebiete der jetzigen Alpen.

Zeit und Ablagerung.	West- und Centralalpen.	Zustand.	Ostalpen.	Zustand.	Vorgänge, Bewegungen der Erdrinde.
Quartär	Alluvionen, Schuttkegel, erratische Bildungen.	Festland	Alluvionen, Schuttkegel, erratische Bildung.	Festland	Delta- und Schuttkegelbildung. Ausbreitung der Gletscher. Fortentwicklung der Thäler in
Pliocen	fehlt am Nordabhang	Festland Haupt-Faltung.	fehlt am Nordabhang	Festland Faltung	die tieferen Terrassen und Thalstufen, Bildung der Randseen. Einheitliche Hauptfaltung, grosse Continuität der Molassefalten. Successive Stauung der äusseren Falten.
Miocen	bald Süsswasser, bald marin, blos am Rande der Alpen. Innere Ketten bleibend Festland.	Festland	bald Süsswasser bald marine Bildungen in Randseen und Randmeeren der Alpen. Innere Ketten bleibend Festland.	Festland	Gleichzeitig dauern Continentalschwankungen fort. Entstehung der Glarner-Doppelfalte und des Finsteraarmassives. Die Faltung wird kräftig, die inneren Alpen zusammenhängend.
		Beginn der Faltung.			

Zeit und Ablagerung.	West- und Centralalpen.	Zustand.	Ostalpen.	Zustand.	Vorgänge, Bewegungen der Erdrinde.
	erratische Bildungen im Flysch, stark meist pelagisch bis in die inneren Ketten, die noch keine zusammenhängenden Inseln bilden.	Beginn der Faltung		Faltung	
Eocen		Meer	Starke marine Bildung nicht bis in die innersten Ketten.	Meer	Kettenbildung in den Ostalpen etwas früher, als in den Centralalpen.
Kreide: Obere	Centralalpen: Marine Ablagerungen	Meer	N-Abdachung lokale, S-Abdachung allgemeinere Ablagerungen, Cenomanien marin.	Meer Hebung Meer Senkung	Erstes Auftauchen von Inseln im Gebiet der inneren Ketten? Lokalere Bodenschwankungen Cenomantransgression in den Ostalpen.
Kreide: Mittlere	nach Verbreitung u. Mächtigkeit stark entwickelt.	Meer	Fehlt.	Festland Hebung	Westhälfte noch tiefer als Nordtheil der Osthälfte, der Südtheil der Osthälfte bewegt sich mehr mit der Westhälfte.
Kreide: Untere		Meer	N-Abdachung lokale, S-Abdachung stärkere u. allgemeinere Sedimentbild.	Meer	
Malm	Corallenfacies. Mächtige pelagische Gebilde (Hochgebirgskalk)	Seichtmeer Hebung Tiefmeer Senkung	wenig mächtige, meist nicht pelagische marine Sedimente	Meer	Westhälfte versenkt, Osthälfte gehoben, Grenze am Rhein. Centralalpen ganz von Tiefmeer überfluthet. Keine Inseln im Inneren.
Dogger	ziemlich gleichförmig.	Meer Senkung		Meer Hebung	Ostalpen wechselnde Facies, archipelisch.
Lias	Ungleichförmige marine Niederschläge.	Meer Senkung	mächtige marine Ablagerungen an beiden Abhängen	Tiefmeer	Westalpen ganz überfluthet. Transgression des Jura in den Centralalpen.
Rhätien	Fehlt Centralalpen. Westalpen mariner Niederschlag.	Festland und Meer			Osthälfte versenkt, Westhälfte gehoben, Grenze am Rhein.
Trias	Fehlt westlich vom Rhein in den Centralalpen. Westalpen Gyps, Dolomit etc.	Festland Binnenmeer Senkung.	mächtige, petrefactenreiche marine Niederschl. vom N- bis S-Abhang.	Tiefmeer Senkung	Ostalpen ganz vom Tiefmeer überfluthet. Keine Inseln im Inneren, — Centralalpen Festland — Westalpen binnenmeerisch. Transgression des Trias in den Ostalpen,
Perm	Sernifit, Verrucano. Eruptionen von Porphyr, Melaphyr, Spilit etc.	viel Ufer und Festland	Eruptionen von Quarzporphyr, Angitporphyr etc.	viel Ufer u. Festland	Uferland, altvulkanische Decken und Kuppen, durch Verwitterung ausgeglichen. Erste Faltung und Aufrichtung der Schichten in den Westalpen (Lory)
Carbon	Anthracitschiefer, Verrucano, zum Theil	Festland	Denudation von Silur. Anthracitschieferbild. Kohlenkalk, Culm.	Festland Meer	auf vielen flachen Inseln oder Theilen eines Continentes fanden Torfbildungen statt.
Devon	graue und grüne Schiefer, Casannaschiefer etc.?	Hebung Meer?	wechselnde Facies, marine Niederschläge mit Petrefacten.	Hebung Meer	
Silur					
Cambrisch	Eruptionen von Granit, Eurit, Syenit, Gabbro, Diorit etc. gangförmig in den krystallinischen Schiefern.				

Diese Tabelle steht im Widerspruch mit den meisten Kärtchen über die frühere Verbreitung der Meere wie man sie oft in Lehrbüchern und Sammelwerken findet. Einiges hierüber und über die Unterschätzung der Erosion durch viele Geologen haben wir schon im I. Bd. S. 93 und im II. Bd. S. 165 und folgende aufgeführt. Betreffend die Niveauschwankungen der Tertiärzeit sind noch die merkwürdigen Resultate zu erwähnen, welche Prof. Dr. K. Mayer in Zürich[1]) durch seine langjährigen Untersuchungen über die Tertiärbildungen am Nord- und Südrand der Alpen und im Appennin gewonnen hat. Er fand, dass am Nordrand und Südrand der beginnenden Alpen stets Land oder Süsswasserfacies mit mariner Facies abwechselt, und zwar so, dass jeweilen der eine Fuss tief liegt, wenn der andere etwa 1000 M. höher steht, wie folgt:

Stufe.	Schweiz.	Appennin N. v. Genua.
Ober-Aquitanien	— Hebung. —	— Senkung. —
Langhien	Graue Molasse, Süsswasserbildung.	Tiefmeerbildungen.
	— Senkung. —	— Hebung und Ausfüllung. —
Helvetien	Marine Molasse von St. Gallen, Luzern und bis an den Jura.	Brackwasserbildungen.
	— Hebung. —	— Senkung. —
Tortonien	Rothe Geröllmergel, lokale Flussbildungen. (Winkeln etc.)	Tiefseebildung.
Messinien	Obere Süsswassermolasse und Landfacies.	Meistens marine Ablagerungen.
Pliocen	Festland.	Marine blaue Mergel und Sand.

Es ist unmöglich, anzugeben, welches die ersten Niveauschwankungen der Erdrinde im Gebiet der Alpen waren. Wichtiger als diese Frage ist für uns die Zeit der ersten faltenden Erdrindenbewegung. Lory glaubt bestimmt, für die Westalpen eine solche am Schlusse der paläozoischen Zeit annehmen zu müssen. Wenn eine erste Faltung in den Centralalpen überhaupt schon damals aufgetreten ist, war sie jedenfalls noch sehr gering und wurde von einer späteren Senkung

[1]) Notizen nach einem Vortrag gehalten in der Naturf. Gesellsch. Zürich im Febr. 1878.

wieder so sehr in ihrer Wirkung geschwächt, dass in der Sekundärzeit Nord- und Südabhang der Ostalpen nur ein Meer-Becken zusammen bildeten und ebenso Nord- und Südrand der Westalpen, während die geographische Grenze zwischen Ost- und Centralalpen quer zur jetzigen Gebirgskette verläuft. Für die Erscheinung der jetzigen Alpen als Gebirge war eine permische oder doch vor-mesozoische Faltung ohne Einfluss. Die Faltung zum jetzt noch vorhandenen Gebirge begann erst, nachdem die mesozoischen Gebilde sich concordant übereinander abgelagert hatten. Trennung in Faciesbecken zwischen Ketten soll in der Kreide der Ostalpen schon deutlich sein, in den Centralalpen ist die erste nachweisbare Faltung nach-eocen und nach-eocen ist auch die Faltung des Finsteraarmassives.

Alpen und Jura sind Beispiele für sehr späte Faltung der Erdrinde. Wir kennen auch ältere Faltungen, z. B. die Alleghanys in Nordamerika, wo die Faltung noch die Steinkohlen mitbetrifft, aber älter als die Ablagerung der Kreideformation ist, und die Kohlenmulde bei Aachen, wo der Faltung eine lange Denudationsperiode folgte, auf deren ebener Erosionsfläche sich erst später die Kreideschichten ablagerten. Ganz alte Faltungen, die jetzt noch als Gebirge orographische Bedeutung hätten, sind offenbar selten. Jene alten Kettengebirge sind von der Denudation zum hügeligen Hochland (Rheinische Schiefer und Grauwackengebirge) oder gar wie bei Aachen zur Tiefebene heruntergehobelt, so dass die einstige Existenz eines Kettengebirges sich nur noch aus der inneren gefalteten Structur des Bodens ersehen lässt.

Es sind kaum Kettengebirge bekannt, die aus einer einzigen Falte beständen, sondern wir haben meist eine ganze Schaar von Falten vor uns. Die Längsrichtung der einzelnen Falten ist mehr oder weniger gleich derjenigen des ganzen Kettengebirges. Keine Falte durchzieht ein grösseres Kettengebirge seiner ganzen Länge nach; der einzelne Erhebungsrücken taucht auf, hat einen beschränkten Längsverlauf und taucht wieder unter. In der directen oder verschobenen Fortsetzung vertritt ihn eine neue Falte, durch die gleiche Kraft gebildet. So entsteht im Grundriss ein Bild, das den Falten entspricht, welche ein ausgebreitetes und dann zusammengeschobenes Tuch wirft. Für den Jura ist es heutzutage nicht mehr schwierig, solche Grundrisse zu entwerfen; für die Alpen, der kolossalen Zusammendrängung und Uebereinanderschiebung der Falten halber, in manchen Gebieten wohl fast unmöglich. Während das Juragebirge im Ganzen etwa 320 Kilom. lang ist, finden wir, wenn wir die Länge der einzelnen Falten messen, beispielsweise folgende Zahlen: 12, 27, 28, 31, 45, 14, 51, 92, 48 und in einem Falle sogar

162 (?) Kilom. Die Längenerstreckung einiger grösserer Falten der Alpen beispielsweise gemessen ergibt folgende Zahlen: 4, 12, 45, 21, 11, 17, 21, 30, 84, 160, 258, 122, 61, 42 etc. Kilom. Die Länge der Falten steht in keiner Beziehung zu ihrer Höhe. Während die höchsten Gipfel häufig durch die längsten Falten gebildet werden, ist z. B. der Sentisgipfel die höchste und kürzeste der sechs gewaltigen Gewölbefalten der Sentisgruppe. In der Querrichtung zählen wir im Jura im Gebiete seiner Hauptentwicklung gewöhnlich 10 bis 12 Parallelfalten. In den Alpen, selbst wenn wir nur die grossen, wirklich kettenbildenden rechnen, steigt ihre Zahl in einem Querprofil meistens auf 20 bis 30. Thurmann zählte für das Juragebirge im Ganzen ungefähr 160 Falten, für die Alpen ist es zur Stunde noch unmöglich, ihre Zahl auch nur annähernd anzugeben, geschweige für andere noch grössere Kettengebirge.

Die Schichten aller Formationen, die in Faltengebirgen vorkommen, machen die grosse Faltenbildung in ähnlicher Weise mit, sobald sie älter als die Gebirgshebung sind. Wir finden Faltengebirge, deren Falten aus alten, und ganz ähnliche, deren Falten aus jüngeren Schichten bestehen. Wenn innerhalb eines Kettengebirges eine Formation ihre Facies ändert, so hat das auf die Faltenbildung wiederum keinen wesentlichen Einfluss. Die Faltung ist somit ein mechanischer Vorgang, der unabhängig von dem Alter und im Wesentlichen auch unabhängig von der Beschaffenheit der Schichten eingetreten ist, und alle bisher vorhandenen Schichten in ähnlicher Weise erfasst hat. Die Ursache der Faltenbildung selbst muss somit in etwas grösserer Tiefe gesucht werden, sie kann nicht in den gefalteten Schichten, die wir beobachten, selbst liegen. Modificationen in der Faltung, die von der Gesteinsbeschaffenheit abhängen, sind den grossen Kettenfalten ganz untergeordnete Detailerscheinungen (vergleiche I. Theil S. 40 etc.).

Grössere Kettengebirge sind gewöhnlich nach folgendem Schema gebaut: An den Rändern steigen die jüngeren Schichten gegen das Gebirge auf: sie bilden einen Isoclinalkamm. Gegen das innere Gebirge weisen sie einen durch Abwitterung entstandenen Steilabfall. Darunter steigen die älteren Schichten auf. Je weiter wir in das Innere vordringen, um so älter sind die entblössten Gesteine, an der mittleren Zone tritt die krystallinisch schiefrige Schale der Erde, das eigentliche Grundgebirge zu Tage. Von Aussen nach Innen folgen also in der Streichrichtung des Gebirges Zonen stets älterer Gesteine. Jede dieser Zonen ist wiederum gefaltet. Jede Formation treffen wir von Aussen nach Innen zuerst an vereinzelten

Stellen durch tiefe Erosionen entblösst, dann als zusammenhängende mehrere Ketten bildende aber im Allgemeinen ansteigende Zone, später gelangen wir an ihren ausgefetzten Verwitterungsrand, endlich finden wir nur noch einzelne Fetzen auf den älteren Gesteinen aufsitzen oder als in deren Mulden eingeklemmte Zonen. Die äusseren aus jüngeren Gesteinen bestehenden Zonen bilden die niedrigeren Ketten, nach Innen nehmen die Ketten an Höhe ihrer Culminationspunkte zu. Wenn auch durch Gedrängtheit und Ueberliegen der Falten die Schichten gegen das Gebirge einfallen und bald hoch ansteigen, bald tief untertauchen, steigen im Ganzen die Formationen doch gebirgseinwärts an.

Die amerikanischen Geologen, mit besonderer Intensität Dana, haben schon lange betont, dass die Gebirge *einseitig*, nicht symmetrisch gebaut seien; dass die zu beiden Seiten einer Zone aus krystallinischen Silicatgesteinen sich hinziehenden Zonen jüngerer Sedimentgesteine nicht gleichwerthig in ihrem Bau und ihrer Entwicklung seien, und dass besonders die Falten eines Kettengebirges durch das ganze Gebirge hindurch in gleichem Sinne, also nicht beiderseits symmetrisch zu einer Mittellinie einfallen. Suess dehnt den Nachweis des einseitigen Baues auch auf das Alpensystem und alle anderen Kettengebirge, über die bis jetzt Beobachtungen gemacht worden sind, aus. Er hebt hervor, dass bei allen zum Alpensystem gehörigen Ketten (Alpen, Appennin, Jura, Karpathen, ungarische Mittelgebirge, Dalmatien und noch weiter im Norden bis gegen Norddeutschland) die äussere Seite echte ausgedehnte Faltung mit nach aussen allmälig niedrigeren Faltungsstufen zeigt, die innere concave hingegen durch Abreissen meist an einem Senkungsgebiete charakterisirt ist. An den inneren Abrissverwerfungen treten dann oft ganze Reihen von Eruptivkegeln secundär auf (Karpathen, italienische Vulkanreihe etc.), während die Faltenabdachung solcher entbehrt. Wir sind von der Allgemeinheit dieser Erscheinung insofern vollständig überzeugt, als auch wir bis jetzt keine Kettengebirge kennen und von keinem solchen gelesen haben, dessen beide Gehänge vollkommen symmetrisch ausgebildet sind. Allein die Asymmetrie bezieht sich, wie mir scheint, durchaus nicht immer auf die gleichen Erscheinungen und nicht immer auf diejenigen, welche Suess als die für unsymmetrischen Bau wesentlichen angibt.

Beim Jura, den Suess für ein Muster einseitiger Gebirgsbildung hält („Entstehung der Alpen“ S. 31), gibt es in der That an der Innenseite keinen „steilen Bruchrand,“ der den Alpen zugekehrt wäre (verglichen Taf. XIII Profile 10, 11 und 12). Der Jura ist einseitig gebaut, indem in einem Querprofil ge-

wöhnlich die südlicheren Ketten die höheren sind, die nördlicheren stufenförmig an Höhe abnehmen; dann indem nach Thurmann's Zählung auf 100 Falten, welche nach Norden übergelegt sind, nur 20 vorkommen, welche südlich überhängen; ferner indem bei den grossen, verschiedenen Plateaustufen bedingenden Knickungen und Verwerfungen stets der nordwestliche Theil tiefer liegt als der südöstliche; endlich indem an die Ketten auf der NW-Seite des ganzen Jura die Plateaux sich anlehnen, an der SO-Seite fehlen. Allein die südlichen inneren Ketten sind genau gleich gebildet, wie die centralen und viele der nördlicheren; sie steigen unter der Molasse meistens als normale Gewölbefalten auf, es begrenzt sie südlich [1]) kein Bruchrand. Am Nordrande des Kettenjura finden wir eine Kette, die vom Bötzbergtunnel durchstochen wird und sich über den Mont terrible nach Westen zieht an vielen Stellen als nach Norden über den Plateaujura übergelegte Falte oder Faltenverwerfung, vielleicht auch hie und da als eine Ueberschiebung ausgebildet — als eine Dislocation, durch die oft auf einen Streifen von 400 bis 500 M. Breite tertiäre Schichten von jurassischen überlagert werden (Taf. XIII Prof. 12). Einseitigkeit kann also auch dem Jura nicht abgesprochen werden, aber von einem inneren Bruchrand und denselben begleitenden Eruptionen ist nichts zu finden.

Bei den Alpen liegt wie beim Jura der Steilabfall auf der concaven südlichen Seite. Die Poebene, die sich zudem im östlichen Theil fort und fort senkt, ist für die Alpen, was die schweizerische Hochebene für den Jura. Bei den Alpen sind wie beim Jura die nördlicheren Ketten stufenweise niedriger. Wie beim Jura überwiegen auch bei den Alpen die nördlich überliegenden Falten an Zahl, südlich überliegende sind indessen nicht selten zerstreut zwischen denselben. Wie der Jura so dachen sich auch die Alpen am Nordrande in Hochflächen stufenförmig ab. Der ganze Jura selbst kann als eine den Alpen ähnliche Bildung auf den nördlich an dieselben angelehnten Hochflächen betrachtet werden. Wie beim Jura die nördlichste scharf ausgeprägte Kette den südlichen Rand des Plateau überschiebt, so überlagert auch die nördlichste Kreidekette der Alpen die Tertiärbildungen des Plateau. Jura und Alpen zeigen also, trotz vieler Unterschiede, eine vollständige Analogie in der Asymmetrie ihres Baues. Suess zeigt (S. 32) dass die südliche sedimentäre Nebenzone der Alpen in ihrer Architektur der nördlichen nicht äquivalent sei, indem dort mehr blosse Abdachung und Verwerfungen vorkommen,

[1]) Mit ganz lokalen seltenen Ausnahmen, z. B. bei Aarburg, die sich in nördlichen Ketten und am Nordrande von Ketten ebenso wiederholen.

welche zu der grossartigen Faltung der nördlichen Abdachung in schlagendem Gegensatz stehe.

Die asiatischen Hochgebirge verhalten sich aber anders. Da liegt der Steilabfall auf der convexen Seite, die stufenförmigen Hochebenen hingegen an der Innenseite der Ketten. Im Gebiet der Hochebenen kommen Vulkane vor, sie fehlen aber am südlichen Steilabhang des Himalaja. Legen wir die Hand auf ein ausgebreitetes Tuch und stossen wir gegen N, so erhalten wir das Bild des Alpensystemes; breiten wir zwei Tücher übereinander aus und ziehen am unteren in der Mitte gegen Süden, so faltet das obere wie der Himalaja.

Die bestehenden oder alten Vulkane, die „am steilen Abrissrande" vorkommen sollen, fehlen dem Jura, bei den Alpen sind sie nur durch ältere Eruptivgesteine angedeutet, die aus einer Zeit stammen, welcher die alpenstauende Bewegung der Rinde vielleicht noch fremd war. Am Innenrande der Karpathen und des Appennin hingegen sind sie trefflich entwickelt.

Die Merkmale des einseitigen Baues sind also verschieden und die gleichen verschieden vertheilt bei den verschiedenen Kettengebirgen.

Suess zieht aus dem einseitigen Bau der Kettengebirge den Schluss auf eine einseitige Bewegung der Erdrinde, welche die Gebirge gestaut haben müsse. Von allen angegebenen Merkmalen, in welchen die Einseitigkeit im Bau sich ausspricht, kann nach meiner Ueberzeugung nur die Krümmung der ganzen Gebirgskette und vielleicht noch die Lage der Vulkane zur Bestimmung der Richtung der Bewegung verwendet werden, niemals aber — hier kann ich mit Suess nicht vollkommen übereinstimmen — die Richtung, nach welcher die Falten überliegen und niemals die Abstufung der Höhe der verschiedenen Ketten eines Gebirges. Wir sind auf diesen Punkt schon im I. Bd. S. 229 bis 236 eingetreten.

Wie es kommt, dass in den meisten Kettengebirgen die Mehrzahl der Falten nach einer bestimmten Richtung übergelegt sind und wodurch diese Richtung bestimmt wird, endlich dass sie nicht von der Richtung einer einseitigen Bewegung des Zusammenschubes herrührt, haben wir dort ausgeführt und verweisen hier auf jenes Kapitel, das ebenso gut auch hierher gehört.

Es gibt Kettengebirge mit Centralmassiven (Alpen, Cevennes, Ural, Ost-Pyrenäen etc.) und solche ohne Centralmassive (Teutoburger Wald und Wesergebirge, Taunus, Jura, dalmatische Gebirge, West-Pyrenäen, Cantabrisches Gebirge, grösster

Theil des Appennin). Der Unterschied ist blos ein quantitativer. Bei den Kettengebirgen mit Centralmassiven waren die Falten grösser, tiefer greifend, höher sich stauend; vielleicht wirkte der Zusammenschub in den tieferen Gesteinen, den krystallinischen Schiefern am kräftigsten. Die Denudation ist so weit vorgeschritten, dass sie einzelne hoch aufgestaute Faltengruppen bis auf die krystallinischen Schiefer und alten Eruptivgesteine entblösst hat, so dass diese an der Oberfläche als Centralmassive sichtbar werden. In der Tiefe hangen die Centralmassive mit einander zusammen, ähnlich wie die Juraschichten, die als Falten aus der Kreide auftauchen, in der Tiefe zusammenhängen. Oberflächlich werden die Centralmassive gegenseitig durch die zwischen dieselben muldenförmig eingeklemmten jüngeren Gebilde getrennt, welche noch nicht von der Erosion ausgespült sind, gerade so, wie z. B. einzelne Falten der Kreideschichten durch eocene Mulden umgrenzt werden. Die Centralmassive haben wie die anderen Falten sedimentärer Gesteine je eine gewisse begrenzte Länge, entsprechend ihrer grösseren Wölbung sind sie durchschnittlich länger als die Falten näher am Rande der Sedimentzonen.[1]) Da diese höchsten Falten, bei welchen die krystallinischen Gesteine über das Erosionsniveau hinausragen, gewöhnlich die inneren Ketten sind, die äusseren tiefer stehen und weniger gross sind, so entsteht eine Mittelzone aus Centralmassiven und Nebenzonen ohne solche (verglichen stets Taf. XIII Fig. 10, 11, 12 und 13). Bei den Kettengebirgen ohne Centralmassive sind die Falten gewöhnlich etwas kleiner, sie haben sich nicht so hoch gestaut, vielleicht lag der Hauptzusammenschub nicht gar so tief. Die krystallinische Unterlage ist nirgends bis in das Niveau der Thäler als Gewölbe hinaufgepresst und deshalb nirgends blosgelegt. In den tiefen Einschnitten und im Kern der Gewölbe sind die ältesten entblössten Schichten nur ältere Sedimente.

Kettengebirge wie die Pyrenäen, welche in ihrer Verlängerung aus einem Gebirge mit Centralmassiven (östlicher Theil) in ein solches ohne Centralmassive übergehen (westlicher Theil und Cantabrisches Gebirge), oder das Wesergebirge, das aus dem Harz hervorgeht, waren nach der älteren Anschauung nicht zu verstehen, während sie uns jetzt als einfache Fortsetzung der Faltung unter Abnahme ihrer

[1]) Der „Contrast", den Suess (S. 13) „zwischen dem unregelmässig zerrissenen Auftreten" der Centralmassive und „dem stetigen Hinstreichen der Falten in dem äusseren Theile der Gebirgsketten" findet, ist mir fremd. In den Centralalpen wenigstens findet das umgekehrte Verhältniss statt. Wenn man eine geolog. Karte der Alpen ansieht, erhält man allerdings den von Suess bezeichneten Eindruck, allein innerhalb der gleichförmigen Zonen jüngerer Gesteine am Rande der Alpen streichen die einzelnen Falten selten so lange hin, wie ein Centralmassiv, sondern eine ganze Schaar kürzerer Falten tauchen auf und tauchen unter: sie lösen sich ab.

Intensität erklärlich sind. Kettengebirge mit Centralmassiven sind die intensiver gefalteten Stellen, solche ohne Centralmassive die etwas weniger hochgradig gefalteten Stücke der Erdrinde. Manchmal beruht der Unterschied nicht einmal in der Intensität der Faltung, sondern blos darin, ob die Verwitterung die krystallinischen Kerne der Ketten schon entblösst habe, oder nicht.

Unsere Berichte über die Querprofile von aussereuropäischen und zum Theil selbst von europäischen Kettengebirgen sind leider sehr, sehr mangelhaft. So lange die Biegungen und Falten mehr als komische Nebenerscheinungen, anstatt als das wesentlichste Knochengerüste des Gebirges angesehen werden, können wir kaum auf Besseres hoffen. Die Paläontologie und Stratigraphie macht in bisher unbekannten Gegenden jetzt viel raschere Fortschritte als die Geotektonik. Alleghany, Jura und Alpen sind bis jetzt die am genauesten durch Profile in ihren Lagerungserscheinungen bekannten Kettengebirge und auch hier fehlt noch Vieles. Von anderen Gebirgen kennen wir nur Stücke und diese Stücke wiederum in den meisten anderen Richtungen besser und objectiver als gerade in Beziehung auf den inneren Kettenbau. Suess hat in seinem Buche das Bekannte zusammengestellt. Unsere Anschauung über Bau und Entstehung der Kettengebirge ist vorwiegend aus den Alpen und dem Jura geschöpft, und somit wird ihr gewiss noch manches lokale nicht allgemeine anhaften. Allein das Wesentliche: *Kettengebirge sind durch Zusammenschub gefaltete Gebiete der Erdrinde,* ist doch wohl allgemeiner Natur, denn die Kettengebirge sind in ihrer äusseren und inneren Gliederung eine so typische immer wieder ähnliche Erscheinung, dass auch die Ursache für ihre Entstehung nur eine im Wesentlichen einheitliche sein kann. Die Hebungen und Senkungen, welche zonenförmig in den Kettengebirgen mit einander abwechseln, sind nur durch Ausweichen der Erdrinde auf einen Tangentialschub entstanden, sie sind primär keine Vertikalbewegung, sondern Horizontalbewegung. Die amerikanischen Geologen haben hierauf das richtige Gewicht gelegt, als in Europa, namentlich in Deutschland die Faltung noch als eine ganz nebensächliche Erscheinung unterschätzt wurde.

C. Der Zusammenschub der Erdrinde.

Wenn wir uns in Gedanken die Falten und Ueberschiebungen der Erdrinde wieder glatt ausgestrichen denken, so erhalten wir ein *Zu-viel* von Erdrinde. Damit die Erdrinde sich falten konnte, musste sie vorher für den Kern, oder wenigstens für die tieferen Theile zu gross, *zu weit* geworden sein. Dieser Zustand konnte nur entstehen, indem entweder die Rinde tangential wuchs und die innere Masse sich gleich blieb, oder indem die Rinde ihre Grösse beibehielt und die innere Masse zusammenschwand. Dass das erstere nicht der Fall war, lässt sich leicht einsehen. Wenn die sich faltende Rinde in dem Maasse wachsen würde, dass dadurch Gebirge entstehen müssten, so würde ein solches Schwellen auch in den Formen sowohl der eingeschlossenen Versteinerungen, als auch der Biegungen selbst zu erkennen sein. Dass dem entgegen nur die Wirkungen, welche einer von aussen herangetretenen Pression entsprechen, beobachtet werden, haben wir im Abschnitt über Gesteinsumformung (z. B. S. 48) nachgewiesen. Höhlen und Klüfte müssten rasch sich schliessen; die feste Sedimentrinde zeigt nirgends Spuren davon, dass sie schwellend, dehnend, activ bei der Faltenbildung wirkte. Die Ursache der Faltung muss tiefer, muss *im Schwinden der Kernmasse* der Erde liegen.

Man könnte vielleicht noch die Vermuthung aufstellen, dass nur einzelne Stücke der Erdrinde sich in einzelnen Richtungen bewegt und dadurch einerseits allerdings Stauungen zu Falten, andererseits aber grosse klaffende Zerreissungen entstanden seien. Die Weite der letzteren müsste dem Zusammenschub der ersteren gleich sein. Allein solche ungeheure klaffende Zerreissungen der Erdrinde, welche die Stauung der Ketten compensiren könnten, gibt es auf der festen Erdoberfläche nicht und am Grunde des Meeres sind ebenfalls bis jetzt keine ausgeprägten Formen beobachtet worden, welche irgendwie als die Ketten compensirende Zerreissungen aufgefasst werden dürften. Wir beobachten in der Erdrinde nur lokal die Wirkungen von Streckung, hingegen sehr allgemein bei Falten wie bei Verwerfungen die Folgen von Stauung.

Es bleibt uns somit nichts anderes übrig als zuzugeben, *dass der Erdumfang vor der Stauung der Gebirge um denjenigen Betrag grösser gewesen sei, welcher sich aus dem Ausglätten der Kettengebirge im Vergleich zur jetzigen Breite der Gebirgszone ergibt.* Wie die Haut eines austrocknenden Apfels allmälig für denselben zu gross wird und feine Falten bildend auf den schwindenden Kern nachsinkt, so musste

sich auch die Erdrinde verhalten. Suchen wir nun den Betrag des Zusammenschubes, welcher zur Stauung der Kettengebirge führte und dadurch das Maass zu bestimmen, um welches gleichzeitig die Erde in ihrem Umfang kleiner geworden ist.

Ich benutze hierzu zuerst die Profile durch den Jura, welche auf unserer Taf. XIII gezeichnet sind. Die Breite vom Gebiet des Genfersee bis nach St. Claude (Profil Fig. 10) beträgt jetzt 16800 M. Diese Zone misst nach ausgeglätteten Falten etwa 22000 M. Die Faltung des Kettenjura hat somit hier einen Streifen Erdrinde von etwa 5200 M. absorbirt, die jetzige Zonenbreite beträgt nur noch $\frac{168}{220}$ = etwa $^3/_4$ der ursprünglichen. Genf und St. Claude liegen einander jetzt um 5200 M. näher, als diese gleichen Stellen vor der Faltung des Jura.

Die Breite von Biel bis über die nördlich übergelegte Jurafalte nördlich von St. Ursanne beträgt jetzt 24000 M. Die Zone misst nach ausgeglätteten Falten etwa 29300 M. Die Faltung des Kettenjura hat somit hier einen Streifen Erdrinde von etwa 5300 M. absorbirt. Die jetzige Zonenbreite beträgt hier nur noch $\frac{240}{293}$ = ungefähr $^4/_5$ der ursprünglichen. (Profil Fig. 11.)

Die Breite des Kettenjura im östlichen Theile in unserem Profil 12 beträgt jetzt etwa 7000 M. Diese Zone misst nach ausgeglätteten Falten ungefähr 12000 M. Seine Faltung hat somit hier einen Streifen Erdrinde von etwa 5000 M. absorbirt. Die jetzige Zonenbreite beträgt hier blos $^7/_{12}$ der ursprünglichen.

Die erstere Zahl, welche bei allen drei Profilen nahe übereinstimmt, 5000 bis 5300 M., misst den wirklichen Zusammenschub, der das Juragebirge staute. Erst östlich unseres letzten Profiles nimmt derselbe allmälig stärker ab, durch den mittleren Theil bleibt er sich fast gleich. Bei nahe gelegenen Profilen wird sich diese Zahl niemals stark ändern. Die letztere Zahl, die Bruchzahl $^7/_{12}$ bis $^4/_5$ gibt uns ein Maass für die Gedrängtheit und Intensität der Falten. Je sanfter und gleichmässiger die Falten sind, desto weniger von 1 verschieden wird diese Zahl, auf eine desto breitere Zone hat sich der Zusammenschub in milde Falten vertheilt; je kleiner aber dieser Bruch wird, desto gedrängter sind die Falten, desto mehr treten gequetschte Falten, liegende Falten, Fächerfalten, Ueberschiebungen etc. auf.

Die erstere der oben gewonnenen Zahlen — 5000 bis 5300 für den Jura — ist eine absolute Zahl, sie ist das Maass für den absoluten Zusammenschub der Erdrinde, sie bezeichnet die Breite der durch die Gesammtfalten eines Gebirges absorbirten Zone Erdrinde, deren Längserstreckung mit dem Gebirge zusammenfällt,

sie ist das Maass für die Bedeutung des ganzen Gebirges, wir nennen sie den *absoluten Zusammenschub.*

Die zweite Zahl — $^7/_{12}$ bis $^4/_5$ für den Jura — ist eine relative Zahl, sie gibt das Verhältniss der Breite der Zone an, auf welcher der bestimmte Zusammenschub compensirt wurde, indem sie die Breite der jetzigen Zone mit der Breite der früheren vergleicht. Sie misst die mehr oder weniger grosse Gedrängtheit oder Zerstreuung der Falten, wir nennen sie den *relativen Zusammenschub.*

Eine dritte Zahl, welche den Charakter eines Gebirges angeben kann, erhalten wir, wenn wir den absoluten Zusammenschub durch die Zahl der Ketten oder der Falten theilen. Wir erhalten so das Maass für die durchschnittliche Intensität der einzelnen Kette oder Falte, dies ist der *durchschnittliche Zusammenschub einer Kette*, oder die Stärke der einzelnen Falten. Wir können diese dritte Zahl natürlich auch durch directe Messung erhalten. Im Profil Fig. 10 durch den Jura wird der ganze Zusammenschub von 5200 M. durch 4 Falten compensirt. Es fällt auf jede Falte die Compensation von einer 1300 M. breiten Zone. Im mittleren Jura werden 5300 M. in 9 Falten vertheilt, was eine durchschnittliche Falte von blos 590 M. Zusammenschub ergibt. Im östlichen Jura werden 5000 M. durch zwei grössere Falten compensirt, es fällt auf die Falte durchschnittlich 2500 M. Die Falten im mittleren Jura sind weniger intensiv, aber dafür zahlreicher, als im westlichen Jura, diejenigen im östlichen am intensivsten. Dem letzteren entsprechend steigt dort Trias hoch hinauf, im mittleren und westlichen bleibt sie fast immer in der Tiefe verborgen.

Zur Bestimmung des Zusammenschubes, welcher die Alpen erzeugte, benutzte ich das auf Taf. XIII Fig. 13 reproducirte, schon früher in grösserem Maassstabe publicirte Profil durch den Nordabfall der Centralalpen.

Im Gebiet der nördlichen Nebenzone von der sich aufrichtenden Molasse bis an das krystallinische Gebirge hin messen wir:

Breite der ausgeglätteten Zone:	78200 M.
Jetzige Breite der gefalteten Zone:	45000 M.
Absoluter Zusammenschub:	33200 M.

Wenn wir weiter südlich gehen und die zwischen den Centralmassiven des Finsteraarhorn, Gotthard und Tessin liegenden Juramulden gewölbeförmig über die Massive verbunden denken, wie dies unserer Anschauung entspricht, und wenn wir ferner die damit sehr genau übereinstimmende Zahl berücksichtigen, welche wir

früher über den Zusammenschub im Centralmassive aus der Glarner-Doppelfalte gewonnen haben, so erhalten wir vom Maderanerthal bis südlich von Campo lungo:

Breite der ausgeglätteten Zone:	80000 M.
Jetzige Breite der gefalteten Zone:	37000 M.
Absoluter Zusammenschub:	43000 M.

Fassen wir beide Messungen zusammen, so erhalten wir für die Centralalpen nördlich des Campo lungo:

Breite der ausgeglätteten Zone:	158200 M.
Jetzige Breite der gefalteten Zone:	82000 M.
Absoluter Zusammenschub:	76200 M.

Der relative Zusammenschub beträgt: $\frac{82000}{158200} = 0{,}52$ oder fast $^1/_2$, er ist also viel intensiver als beim Jura.

Der durchschnittliche Zusammenschub einer Kette beträgt:

a) in der Nebenzone $= \frac{33200}{11} = 3018$ M.

b) in der Mittelzone $= \frac{43000}{5} = 8600$ M.

c) im Durchschnitt $= \frac{76200}{16} = 4760$ M.

Aus dem Vergleich dieser letzteren Zahlen mit den entsprechenden des Jura ergibt sich die viel kräftigere Faltung der Alpen.

Für den Südabfall und die hier allerdings sehr schwache südliche Nebenzone der Alpen genügen die beobachteten Profile noch nicht zur Abmessung. Der Südabhang der Alpen zeigt viel breitere, sanfter wellenförmige Faltung als der Nordabhang, nur steht das Erosionsniveau im Vergleich zu den Falten höher, die Falten tiefer. Mit der obigen Zahl haben wir schon weit an den Südabfall hinübergegriffen. Wir werden nicht weit von der Wahrheit stehen, wenn wir für die ganze Breite der Alpen als absoluten Zusammenschub höchstens 120000 M. annehmen.

Der Erdumfang, gemessen im Meridian, welcher die Centralalpen schneidet, war somit vor Bildung der Alpen — es ist dies ein Resultat directer Beobachtung — um höchstens 120000 M. länger als nachher. Während er jetzt 40 023 512 M. beträgt, muss er damals 40 143 512 M. gemessen haben. Er hat sich somit durch die Alpenbildung um 0,2998 % oder um das 0,003fache verkleinert, und es muss sich der Radius des Kernes

um einen gleichen Faktor verkürzt haben. Dieser für die ganze Kugel verschwindend geringe Betrag genügte, die Alpen zu stauen. Die Gebirge sind eben nur verschwindend kleine Runzeln der Erdrinde, deren Grösse im Vergleich zur Erde wir leicht überschätzen.[1])

Auf dem Meridiane, der die Alpen schneidet, finden sich noch einige andere Gebirge und zwar nach Norden: Schwarzwald, Taunus, Teutoburgerwald, Skandinavisches Hochgebirge; nach Süden: Appennin, Sardinien und Atlas. Vielleicht sind noch einige erloschene Gebirge, d. h. Faltensysteme, die von der Erosion zur Ebene oder zum sanften Hügelland abgehobelt nicht mehr als Bergmassen vertreten hinzuzurechnen. Wir möchten die Umfangsveränderung der Erde kennen, welche der Gebirgsbildung überhaupt entspricht. Die genannten, im Meridian der Alpen liegenden Gebirge sind alle viel weniger grossartige Faltensysteme, als die Alpen, sie sind zum Theil mehr Plateaugebirge. Wir thun gewiss mehr als genug, wenn wir die sämmtlichen übrigen älteren wie jüngeren Falten auf unserem Meridiane gleichwerthig mit zwei Alpensystemen ansetzen. Wir erhalten dann als Umfangsverkürzung durch die gesammte Gebirgsbildung absolut etwa 360000 M., das macht 0,89 %, oder *das 0,009fache des Umfanges.* Der mittlere Erdradius betrug vor jeder Gebirgsfaltung 6 427 000 M., jetzt nur noch 6 370 000 M. Während die Gebirge sich aufthürmten, sank gleichzeitig die übrige Erdrinde im Durchschnitt dem Erdmittelpunkte um 57000 M. näher. Wenn diese Zahlen auch eine blos ungefähre Schätzung sind, wenn spätere Forschungen sie vielleicht halbiren oder verdoppeln sollten, so erfüllen sie dennoch vollständig und mit Sicherheit ihren Zweck, unsere Vorstellungen über das Quantum der Gebirgsfaltung im Vergleich zur Grösse des Planeten bestimmter und der Wahrheit annähernder zu gestalten, als dies bisher möglich war.

Ueber Hebungen und Senkungen des Untergrundes haben wir viele unmittelbare Beobachtungen aus Küstengebieten, wo das Meer wie der Index an einem Messapparat immer auf ziemlich gleich bleibende Entfernung vom Erdmittelpunkte weist. Die Stauung der Gebirgsfalten müsste durch Horizontaldistanzen gemessen werden. Wenn man die circa 100 Kilometer betragende Entfernung von einem Punkt am Nordrande der Alpen und einem solchen am Südrande so genau, als

---

[1]) Wenn Pfaff in seiner „Allgemeinen Geologie als exacte Wissenschaft" die Verkürzung des Radius durch Faltenbildung auf die Hälfte berechnet S. 246, so denkt er sich den ganzen Meridian gedrängt voll Alpen und Himalaja, was der Natur widerspricht.

es die heutigen Methoden erlauben, misst, so beträgt der wahrscheinliche Fehler 1 Meter.[1]) Eine Annäherung der beiden Punkte durch fortgehende Gebirgsstauung könnte schon mit Sicherheit gemessen werden, sobald sie wesentlich über 1 M. steigen würde. Dass die Gebirgsstauung noch fortdauere, ist für die Südamerikanischen Anden viel wahrscheinlicher als für die Alpen. Dort aber würde durch die viel grössere zu messende Breite der Gebirgszone der wahrscheinliche Fehler für eine Querlinie bei Quito auf 2 bis $2^1/_2$ M., für eine solche durch den Titicacasee auf 5 M. bis 6 M. steigen, und dem entsprechend die Beobachtungszeit ausgedehnt werden müssen.

Da Nivellements viel genauer ausgeführt werden können als eine Horizontalmessung, so werden solche vielleicht früher zur Erkenntniss noch fortdauernder Faltungen führen. Ein Nivellement, nach längeren Zeiträumen quer durch ein Kettengebirge wiederholt, müsste ungleiche wechselnde Niveauveränderungen, Hebungen und Senkungen für die verschiedenen Zonen angehörenden Punkte ergeben, während die Niveauveränderung eines Plateaugebirges sich weit gleichförmiger zeigen würde.

D. Verbreitung und Vertheilung des Horizontalschubes in der Erdrinde.

Wenn die Erdrinde für den Kern zu gross wird, so wirkt die Schwere auf die Rinde ein und zieht dieselbe gegen den Kern. Die Rinde oder Schale verhält sich nun wie ein allseitig geschlossenes Gewölbe. Die Last, die es zu tragen hat, ist das Gewicht der einzelnen Gewölbetheile selbst. Wir können uns durch beliebig viele durch den Schwerpunkt der Erde gehende Ebenen die Erdschale in lauter pyramidale Gewölbesteine zerlegt denken. Das centripetal wirkende Gewicht wird sich an den Fugen der Gewölbesteine stets in einen zu den Fugen senkrechten Druck, d. h. in einen tangentialen Druck umsetzen. *Die Last der Schale wirkt in der Schale als Horizontal- oder Tangentialdruck.* Nun steht die Schale in *labilem* Gleichgewicht. Die Last, welche dieses geschlossene Gewölbe zu tragen hat, nämlich seine eigene Last ist grösser als seine Steifheit oder Festigkeit. An der schwächsten Stelle wird Zerquetschen oder Auswärtsweichen in Form

[1]) Briefliche Mittheilungen des Herrn J. Wild, Professor an der Ingenieurschule des eidgenössischen Polytechnikum in Zürich.

einer Falte eintreten. Sobald dies begonnen hat, steigert sich die Falte. Sie ist die schwache Stelle geworden, an welcher die ganze Last der betreffenden Zone der Erdschale sich nun als Horizontaldruck äussert. Es thürmt sich nach aussen eine erste, dann eine zweite, dritte etc. Kette auf, während das gesammte Niveau der Oberfläche ein wenig sinkt.

Da der Horizontaldruck sich in einem grossen Theil der Erdrinde gleichförmig verbreiten muss, kann er gleichzeitig an verschiedenen ziemlich fern von einander gelegenen Stellen Faltung erzeugen. Ob eine Falte da, oder ob eine gleich gerichtete Falte etwas weiter nach der einen oder anderen Seite hin verschoben entstehe, wird blos von Zufälligkeiten abhängen: ob da oder dort die Rinde etwas schwächer, etwas leichter zum faltenförmigen Ausweichen geneigt sei. Die Ketten stellen sich annähernd senkrecht auf den stärksten Tangentialschub. Also streichen Ketten, welche durch den gleichen Tangentialschub ungefähr gleichzeitig in nicht zu grosser Entfernung von einander entstanden sind, im grossen Ganzen einander parallel, können aber im Einzelnen mehr oder weniger abweichen.

In dieser theoretischen Betrachtung liegt die Erklärung für eine Reihe von beobachteten Erscheinungen der Kettengebirge.

Bei dem gleichen absoluten Zusammenschub können sich die Falten des Kettengebirges bald gedrängter schaaren, bald weiter auseinander treten, sich zerstreuen. Wir zählen hiefür einige Beispiele auf:

Im mittleren *Jura* zerstreuen sich die Falten auf eine 25 Kilometer breite Zone, im östlichen Jura drängen sie sich auf eine Zone von $7^1/_2$ Kilometer zusammen. Da lag nördlich das alte Gebirge des Schwarzwaldes, welches als ein versteiftes Stück Erdrinde sich nicht zur jurassischen Faltung entschliessen konnte; alle Falten mussten in die schwächere Zone am Südrande des Schwarzwaldes treten. Hier wo nach Norden der Faltung Hindernisse entgegenstanden, bildeten sich südlich von der südlichen Hauptkette des Jura abgetrennt noch einige kleinere Falten, z. B. die sehr bemerkenswerthe des „Sälischlössli", die von Aarburg bis Olten von der Aare durchbrochen wird; ferner eine ähnliche kleine Nebenfalte bei Solothurn. Der Jura als Ganzes fällt in seiner letzten Hauptfaltung der Zeit nach mit den Alpen zusammen und verschmilzt im Osten allmälig mit denselben. Er ist als Ganzes nur als eine divergirend abgezweigte seitlich gestaute Faltenschaar der Alpen aufzufassen, als ein Stück des Zusammenschubes, der sich möglicherweise deshalb dort absolvirt hat, weil dort die Bedeckung mit Tertiärschichten (Eocen fehlt) nicht

so schwer drückte und schon früher, bereits vor der Bohnerzbildung, durch einige wellenförmige Dislocationen die Steifheit der Rinde gebrochen war. In dem Winkel, wo die Juraketten wie eine Tangente an den Alpen beginnen, liegen noch einige Falten, welche gewissermassen zwischen Jura und Alpen schwanken. Die auffallendsten sind Salève und Voirons, von denen der erstgenannte mitten aus der Molasse, 18 bis 20 Kilometer von den Alpenketten und ebenso weit von den Juraketten entfernt auftaucht.

Die *Alpenketten,* welche in den Centralalpen und im Rhätikon noch dicht gedrängt sind, divergiren nach Osten immer weiter auseinander; zuletzt spalten sie sich in die Ausläufer der norischen Alpen (das Kahlengebirge), in das Warasdinergebirge, die Julischen Alpen, das Capella- und Vellebithgebirge. Entsprechend der Vertheilung auf so grosse Breite, welche nichts anderes als eine Zersplitterung des absoluten Zusammenschubes darstellt, ist die Zahl der Falten grösser, die Intensität der einzelnen Falten viel geringer, der relative Zusammenschub sehr stark vermindert. Von den Rhätischen gegen die Norischen Alpen hin treten an Stelle der Fächerfalten in den Centralmassiven die Normalfalten mit einfach dachförmigem Abfall der Schichten nach aussen. Die Fächerfalten entwickeln sich nur da, wo die Falten am dichtesten sich drängen. Der ungefähre Parallelismus und ähnliche Verlauf der sämmtlichen zum Alpensystem im weitesten Sinne des Wortes gehörenden Ketten erklärt sich ebenfalls blos dadurch, dass sie alle vom gleichen Zusammenschub geschaffen worden sind.

Als Parallelismus in Folge von Stauung durch den gleichen Tangentialschub an wenig entfernten Stellen ist wohl der gleichartige Verlauf der beiden *Andengebirge* von Peru und Bolivia zu deuten, zwischen welchen die breiten Hochflächen des Titicacasee's und von Guamonga liegen, ferner der Parallelismus der Ketten von Neu-Mexico und Mexico, der sehr auffallende Parallelismus der *Rocky Mountains* mit den beiden westlicheren Kettengebirgen und andere mehr. Der natürliche Parallelismus der einzelnen Falten innerhalb eines grösseren Kettengebirges führt die gleiche Erscheinung im Kleinen vor. Der Behauptung Elie de Beaumont's, dass gleich gerichtete Ketten gleich alt sein müssen, liegen richtige Beobachtungen wie die obigen zu Grunde, welche aber durch Uebertreibungen im Dienste der Theorie getrübt worden sind.

Wenn ausgedehnte Gebirgssysteme, welche aus einer Hauptkette und verschiedenen parallelen oder abgezweigten Nebenketten bestehen, harmonische Faltung

zeigen, so ist das ein Beweis für eine weit ausgedehnte einheitliche Verschiebung in der Erdrinde. Ausgedehnte Gebiete, ganze Continentalmassen haben oft an ein und demselben Zusammenschub Theil genommen.

Wie sich die Faltenschaaren im Grossen zertheilen können, so auch die einzelnen Falten im Kleinen. Wir erinnern an das schöne Beispiel der Art, welches uns die nördliche Randfalte der Tödi-Windgällen-Gruppe gegeben hat. Auf lange Erstreckung (I. Th. S. 105 bis 107) bleibt der absolute Zusammenschub, der sich in dieser Falte äussert, gleich, aber diese Falte selbst, die westlich eine einzige breite liegende Falte ist, löst sich unterdessen gegen Osten in eine Schaar kleinerer Falten auf, die zusammen eine Gruppe bilden, um nach und nach weiter auseinander zu treten.

Wenn eine Falte rasch aufhört, wird sie durch eine andere neue abgelöst oder eine schon bestehende nimmt im Verhältniss an Intensität zu.

Die meisten Geologen sind zu der Ansicht gekommen, dass in den Alpen die Intensität der tektonischen Störungen in den inneren Ketten grösser sei, als in den dem Rande näher gelegenen. Mojsisovics[1]) bestreitet auf Grund einiger Erscheinungen der tyrolischen Kalkalpen die Richtigkeit dieser Behauptung. Aus der Anschauung, welche wir über die Entstehung der Kettengebirge gewonnen haben, erklärt sich der Widerspruch ganz einfach. Der Horizontaldruck pflanzt sich in der Erdrinde als in einem geschlossenen Gewölbe fort, er ist in den Schichten im inneren Theil des erst werdenden Gebirges so gross wie im äusseren Theil. Es kommt nun wiederum blos auf Ungleichheiten in den Widerständen an, in welcher Weise sich der Zusammenschub auf die verschiedenen, theils gleichzeitig, theils nach einander entstehenden Falten vertheilt. Die Denudation zu Beginn der Faltung wird hierbei ein Wort mitreden, besonders aber die Dicke der Rinde, die Dicke der Schichten, die schon gebrochene oder noch ungebrochene Steifheit etc. etc. Je nachdem kann die tektonische Störung sich ungleich auf die verschiedenen Falten vertheilen. So ist es auch erklärlich, dass oft verhältnissmässig intensive Falten noch entfernt in den Randketten auftreten. Wir erinnern z. B. an die intensiven jurassischen und bis zur Trias entblössten Falten, welche von Gruyères über Gabenerfluh und Stockhorn bis an den Thunersee streichen, und von den inneren Kreide-Jurakämmen durch eine 20 Kilom. breite Zone von Eocen getrennt sind. Wo hingegen die Widerstände gleichförmig sind, wird sich auch eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Intensität der Falten nach ihrer Aufeinanderfolge in Zeit und

[1]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1873 XXIII. Bd. 2. Heft S. 161.

Raum geltend machen. Die häufigste Gesetzmässigkeit scheint nun darin zu liegen, dass sich an einige erste Falten, welche die stärksten werden, allmälig weitere, weniger intensive anschmiegen. In den Centralalpen nimmt im Allgemeinen die Intensität der Falten ziemlich regelmässig mit der Entfernung von der Mittelzone gegen Norden ab. Eine sehr auffallende Erscheinung ist das nicht seltene Zusammenfallen der orographischen Grenze eines Gebirges mit einem ausgeprägten Facieswechsel, der aber viel älter ist, als die Stauung. Auffallende Beispiele der Art bieten der Jura, wo er sich den Alpen[1]) anschmiegt, sowie die Stockhornketten, die, durch eine andere Facies des Unter-Jura oder Trias ausgezeichnet, getrennt von den übrigen jurassischen Alpenketten mit mehr als gewöhnlicher Selbstständigkeit aus der Eocenzone auftauchen. Diese Erscheinungen sind wohl so zu erklären, dass Facieswechsel ungleiche Steifheit und diese ungleiches Ausweichen auf den Zusammenschub bedingt. Facieswechsel hingegen, deren Grenze quer zu den Ketten geht, können den Bau der Ketten weniger beeinflussen. (Trias der Ost- und Centralalpen.)

Unwillkürlich hat man lange nach grossen Gesetzen in der Anordnung der Gebirgsketten gesucht, in letzter Form nach einem geometrischen Gesetze. Man behauptete, die Gebirge müssten alle auf grössten Kreisen der Erdkugel liegen; aus ihrer Richtung wollte man ihr Alter erkennen. Oft wurde den phantastischen Theorien zu Liebe der Natur Gewalt angethan. Heute wissen wir, dass Gebirge von gleicher Richtung verschieden alt und gleich alte Gebirge von verschiedener Richtung sein können, sowie dass wahrscheinlich kein erkennbares einfaches allgemeines Gesetz die Richtung der Gebirge bestimmt, dass dieselbe vielmehr das Resultat verschiedener zusammenwirkender Ursachen ist. Diese lassen sich zum Theil gar nicht auf einfache Gesetze zurückführen, sondern sind, wie z. B. die ungleiche Festigkeit der Rinde an verschiedenen Stellen, als „Zufall," d. h. als eine nicht von einem einfachen uns erkennbaren Gesetze regierte Erscheinung zu bezeichnen.

Die Richtung der Kettengebirge wird von umliegenden älteren Gebirgen beeinflusst und abgelenkt. Man beobachtet, dass Kettengebirge, deren Richtung gegen ein älteres Plateaugebirge zielt, biegend dasselbe ausweichen und sich um seinen Fuss herumziehen, anstatt es zu durchkreuzen. Denken wir uns in dem früher genannten Vergleiche mit dem sich faltenden Tuche dem älteren

[1]) Lory, Alpes du Dauphiné, und Choffat.

Plateaugebirge entsprechend eine Stelle desselben versteift oder beschwert, so werden die Falten um diese Stelle herumbiegen, sie ausweichen. Die Erscheinungen dieses Experimentes entsprechen denjenigen, die wir in der Natur beobachten. Wo der Jura sich ungehindert entwickelt hat (in Neuenburg, Bern, Frankreich), ist seine Richtung SW—NO. Gegen O aber treten ihm die älteren Plateaugebirge Vogesen und Schwarzwald in den Weg, mit dem ihnen vorgelagerten und mit ihnen dynamisch zusammengehörenden Plateaujura (Kanton Basel und Aargau im Nordtheil und Schaffhausen), der nur den verstärkten Rand des Schwarzwaldes bildet. Der Jura drängt seine Falten enger aneinander, die dynamischen Verwicklungen werden entsprechend stärker (vergl. Taf. XIII Fig. 10, 11 und 12), in den Anticlinallinien treten tiefere (triasische) Schichten zu Tage, was im Westjura nicht der Fall ist; die Richtung der nördlichen Kämme wird W—O. F. J. Kaufmann hat in seiner Arbeit über die schweizerische Molasse zuerst gezeigt, dass die Formen der Falten am Nordrande der Centralalpen von der verschiedenen Steifheit beeinflusst worden sind, welche durch die sehr verschiedene Mächtigkeit der vorgelagerten und theilweise doch bezwungenen Nagelfluhmassen in der Molasse gegeben waren. Die Falten der Randzone sind gedrängter hinter den vorgelagerten Nagelfluhstöcken, sie biegen sich freier nördlich aus, wo keine solche voranzustossende Lasten im Wege stehen.

Die österreichischen Geologen haben schon lange erkannt, dass in ähnlicher Weise die nördlichen Züge der Ostalpen durch das alte mährische Granitmassiv abgelenkt sind, und dass die Karpathen ohne dieses mährische Gebirge viel vollständiger und wahrscheinlich mit den Centralalpen ganz geradlinig verbunden wären. Das alte permische Porphyrgebirge zwischen Meran, Trient und Predazzo ist von den Alpen, die es allseitig umfassten, überwältigt worden, allein die Einwirkung, welche diese versteifte, vernarbte Stelle der Erdrinde auf die Falten ausübte, ist doch sehr auffallend zu beobachten. Die Ketten setzen nicht ungestört durch und sind in den Umgebungen, besonders westlich der Etsch stark abgelenkt.[1])

Kettengebirge kreuzen sich niemals. Die sogenannten „Gebirgsknoten“ sind nur durch die Erosion modellirte Gestalten, die nicht in der Faltung der Rinde begründet sind. Die alte Theorie der Gebirgsbildung durch Austritt von Eruptivmaterial auf Spalten suchte überall nach sich kreuzenden Ketten, denn solche

[1]) Verglichen ferner Suess S. 63.

mussten sehr leicht entstehen, weil Spalten oft sich kreuzen oder von einem Stosspunkt aus radial gehen. Man fand aber keine solchen. Die genannte Thatsache erklärt sich als eine einfache Nothwendigkeit aus unserer Anschauung über die Entstehung der Kettengebirge. An jeder Stelle der Erdrinde wird der tangentiale Maximaldruck eine bestimmte Richtung in einer bestimmten Periode annehmen. Nur annähernd senkrecht auf diese Richtung können dann Falten und Ueberschiebungen gestaut werden, aber unmöglich gleichzeitig an der gleichen Stelle solche von einer zweiten anderen Richtung. Im Laufe der Zeiten kann für eine bestimmte Stelle der Erdrinde die Richtung der zusammenschiebenden Kraft ändern. Allein die Beobachtung zeigt, dass selbst ungleich alte Kettengebirge sich nicht kreuzen, — wenigstens ist bis zur Stunde noch kein solcher Fall bekannt gemacht worden. Kettengebirge, wenn einmal fertig gebildet, sind Verstärkungsrippen der Erdrinde. Die gefaltete Erdrinde wird einem später vielleicht in der Längsrichtung des vorhandenen Kettengebirges hinzutretenden Horizontalschub viel grösseren Widerstand entgegensetzen, als nicht schon gefaltete Gebiete. Der Horizontalschub in der neuen Richtung wird deshalb viel eher ein neues Gebirge ausserhalb der schon vorhandenen stauen. Kettengebirge weichen sich lieber aus, als dass sie sich durchkreuzen. Deshalb finden wir auch kaum Stellen, wo von verschiedenen Seiten her Ueberschiebungen stattgefunden haben. Wenn durch verschiedene Richtung des Horizontalschubes in benachbartem Gebiete ungleich gerichtete Ketten entstehen, so schmiegen sie sich durch Umbiegung aneinander an, wo sie nahe auf einander treffen.

Wenn die Erde früher grösser gewesen ist und später die Rinde dem schwindenden Kern nachsank, so musste jeder vorher grösste Kreis der Erdkugel auf einen jetzigen grössten Kreis zusammengestaut werden, gleichgültig wie sich die Stauung in verschiedene Gebirge oder continentale Hebungen und Senkungen vertheilte. Es wäre somit zu erwarten, *dass auf jedem beliebigen grössten Kreise der Erde der absolute Zusammenschub, der sich aus der Abwicklung aller auf diesem Kreise befindlichen Dislocationen ermessen lässt, gleich gross ist.* Leider ist es nicht allein heute unmöglich, diese Frage zu prüfen, sondern wird es, weil leider viele alte Dislocationen der Beobachtung entrückt im Meergrunde liegen, auch noch dann bleiben, wenn die Lagerungsstörungen der Continente ganz genau bekannt sein werden. Wenn sich dieses oder ein ähnliches Gesetz nachweisen liesse, hätte damit die Theorie der Gebirgsbildung wohl eines ihrer allgemeinsten Gesetze gefunden.

Die einzige inductive Stütze, welche ich heute der oben ausgesprochenen Hypothese, — oder Frage, wie wir jenen Gedanken richtiger nennen, — geben kann, liegt in der bestehenden Richtung der Gebirgsketten. In dem alten Continent herrschen W—O, im neuen N—S gerichtete Ketten vor. Ein Meridian enthält dem Quantum nach ungefähr gleich viel Querprofile durch Ketten wie ein grösster Kreis, dessen Ebene wenig von derjenigen des Aequators abweicht. Alle grössten Kreise, deren Ebene zwischen derjenigen des Aequators und eines Meridianes liegen, schneiden die O—W-Ketten wie die N—S-Ketten schief, für sie wird theilweise der Zusammenschub der einen, theilweise derjenige der anderen Kettengruppe fühlbar. So fällt in jeden grössten Kreis ein anscheinend ähnliches Quantum von Faltung. Wenn man um einen Globus beliebige grösste Kreise zieht und aus der Zeichnung der Gebirge etwa ihre Bedeutung abwiegt, so gelangt man für sehr verschiedene grösste Kreise bei Summirung der quer geschnittenen Kettengebirge auf eine auffallend gleichmässige Grösse. Auf der anderen Seite müssen wir schon rein theoretisch zugeben, dass bei ungleichförmiger Contraction die Erdaxe, der Schwerpunkt, die Abplattung der Meerfläche etc. sich verändert haben kann, und dass die Horizontalverschiebungen ungleiche Faltung auf verschiedenen grössten Kreisen auszugleichen vermochten.

Allerlei Versuche, durch Zusammenschieben eines Tuches die den Kettengebirgen ähnlichen Faltengruppen zu erhalten, haben mich auf ein weiteres, meines Wissens bisher nicht erkanntes Gesetz über die Richtung der Gebirgsketten geführt:

Wenn auf weite Erstreckung in der Erdrinde der gleiche Zusammenschub gleichmässig wirkt, so wird ein langes Kettengebirge entstehen, dessen Richtung nur durch Zufälligkeiten abgelenkt im Ganzen sonst geradlinig sich hinzieht.

Wenn aber in geringer Entfernung der Zusammenschub in der Erdrinde bei gleicher Richtung im Quantum stark verschieden ist, so entsteht ein *Drehungsmoment*, die Ketten entstehen nicht mehr senkrecht auf die Richtung der grössten Bewegung, sie bleiben auf der Seite geringerer Bewegung zurück, es entsteht eine in der Bewegungsrichtung nach vorwärts convexe Krümmung der Ketten.

Da aber mit dem Betrag des absoluten Zusammenschubes auch die Intensität des Gebirges abnimmt, so gewinnen wir den Satz:

Je allmäliger ein Kettengebirge an Intensität in seinem Längsverlaufe abnimmt, oder je gleichförmiger seine Intensität bleibt, desto geradliniger bleiben seine

Ketten. Je rascher ein Kettengebirge in seinem Längsverlaufe an Intensität abnimmt, desto stärker krümmen sich seine Ketten um.

Die *Alpen* erlangen ihre kräftigste Entwicklung in den Centralmassiven der Penninischen Alpen (Mont Blanc, Mont Colon — Weisshorn) und des Finsteraarhorn. Von hier an nehmen sie ganz gleichmässig und allmälig langsam gegen Osten ab. Sie streichen in dieser Richtung fast geradlinig fort, während ihre Ketten langsam etwas divergiren und an Kraft verlieren. Noch 500 Kilometer östlich des Mont Blanc erreichen die Gipfel einzelner Ketten die Schneeregion. Die Denudation hat dort in ähnlichem Maasse gewirkt wie weiter westlich. Das Alter der Ketten ist gleich oder doch nicht wesentlich verschieden. Auch die Meeralpen sind wesentlich gleich alt, wie die Penninischen Alpen, auch hier sind am Rande die Tertiärschichten gefaltet. Vom Mont Blanc durch die Cottischen Alpen und die Meeralpen nimmt aber die Intensität und die Zahl der Falten rasch ab, ebenso der absolute Zusammenschub, und damit tritt eine starke Umdrehung in der Streichrichtung ein: Mont Blanc NO—SW, Oisons N—S, Meeralpen NW—SO, Ligurische Alpen WO. Die Umbiegung der Streichrichtung beträgt vom Mont Blanc zu den Meeralpen 90° und von den Centralalpen bis in die Ligurischen Alpen 180°. Hier hören die Alpen auf. Theils tauchen sie an der Riviera di Ponente mit ihren letzten Ausläufern 250 Kilometer Kettenlänge vom Mont Blanc entfernt unter das Meer, theils verflechten sich diese mit dem Appennin der sich hier anknüpft — oder richtiger ausgedrückt: hier berührt sich das umgebogene Westende der Alpen mit dem Westende des Appennin, sie verschmelzen zusammen. Die äussere Seite der Alpen verbindet sich mit der inneren Seite des Appennin, die innere Seite der Alpen geht im südlichen Hintergrund der Poebene in die äussere convexe Seite des Appennin über. Bei Gelegenheit der scharfen Umbiegung der Ketten vom Mont Blanc zu den Meeralpen splittern einzelne derselben etwas weit westlich ab, allein der Drehung können sie nicht entgehen, die Spannung überwindet sie in demjenigen Theil der Dauphiné, welcher zwischen der Rhone und der oberen Durance liegt, weiter südlich sind sie vollständig in die umgekehrte Richtung, in W—O-Lauf umgedreht. Der Radius der fast genau halbkreisförmigen gewaltigen Umbiegung der Westalpen beträgt für ihre centralmassivische Zone etwa 100 Kilometer, der Mittelpunkt des Bogens liegt nahe bei Turin.

Der *Jura* verläuft etwa von dem Querprofil, welches Genf trifft, bis über die Aare hinaus wenigstens in den inneren Ketten ziemlich geradlinig SW—NO

oder ist nur sanft gegen Norden convex gebogen. In dieser Strecke bleibt auch, wie sich durch Abwickeln der Dislocationen ergibt, der absolute Zusammenschub ziemlich gleichmässig oder er nimmt allmälig gegen Osten ab. Von dem bezeichneten Profil aus gegen SW reducirt sich aber die Intensität des Jura als Kettengebirge bedeutend und ziemlich rasch. Wo die Rhone den Jura durchschneidet, laufen seine inneren Ketten schon N—S, die äusseren westlichen haben sich schon bis NNW — SSO gedreht. Südwestlich von Chambéry ist der Kettenjura auf eine ganz schmale Zone beschränkt, welche, wo sie an die Isère trifft, kaum noch mehr als eine einzige Kette bildet. Von Chambéry über St. Laurent-du-Pont schmiegt sich die letzte innerste Jurakette immer dichter an die dortige äusserste Alpenkette an, um endlich als solche aufzuhören. Im südwestlichsten Theile des Jura beobachten wir also wiederum die Verbindung von rascher Abnahme der Intensität mit einer Umkrümmung der Streichrichtung.

Der *Appennin* ist in den Abruzzen und im Quellengebiete der Tiber am stärksten entwickelt und streicht ziemlich geradlinig SO—NW. In der Toscana und im ligurischen Appennin beobachten wir gegen W eine ziemlich starke Abnahme des Gebirges nach Höhe und Zahl der Ketten. Gleichzeitig biegt sich der Appennin in OSO—WNW und nördlich von Genua, wo er noch rascher abnimmt, noch in seinen letzten Theilen in O—W und NO—SW um. In ähnlicher Weise krümmt sich der Appennin am anderen Ende um, wo er an Stärke abnehmend, aus dem Centralappennin in die calabrischen Berge übergeht.

Die *Karpathen* biegen an ihrem östlichen Flügel, wo sie in die „kleinen Karpathen“ auslaufen, in auffallender Weise um und zwar harmonisch den Alpen, dem Jura, dem Appennin, ebenfalls mit der concaven Seite nach Süden gekehrt.

Die gewaltigsten Umbiegungen von Ketten finden sich an beiden Enden des *Himalaja*. Westlich gegen die Ketten des Hindukoh und das Hochland von Afghanistan, östlich im Gebiete von Sine Schan gegen die N—S streichenden Ketten Hinterindiens. An beiden Stellen fällt die scharfe Umbiegung mit einer fast plötzlichen Abnahme der orographischen Entwicklung des Gebirges zusammen. Sonderbar ist aber, dass hier die Umkrümmung in entgegengesetztem Sinne vor sich geht, wie die Krümmung der mächtigen Hauptketten des Himalajagebirges selbst. Indus und Brahmaputra sammeln das Wasser am Nordabfall des Himalaja. Der erstere fliesst hinter dem Kettencomplex gegen NW und durchschneidet denselben gerade an seiner scharfen östlichen Umbiegung, der letztere fliesst hinter dem Kettencom-

plex gegen O und durchschneidet denselben gerade an seiner scharfen westlichen Umbiegung. Beide treten dann in die Ebene. Es sieht aus, als hätte sich der ganze Boden von Asien nördlich der Indus-Ganges-Ebene gegen Süden geschoben, in der Mitte stärker als an den Seiten. In den gegen S offenen concaven Winkeln der beiderseits am Ende der Himalajakette vorhandenen Umbiegungen waren feste Punkte, welche sich der Verschiebung entgegenstellten. Um dieselben herum trat Beugung und Zerstreuung der Ketten ein, die Beugung wurde durch die gleichzeitige Abnahme der Ketten vermehrt. Wir gewinnen aus der Betrachtung der Himalajaketten noch einen neuen Gesichtspunkt. Die Kette ist im Gebiete ihrer vollen Entwicklung convex gegen S gekrümmt, an ihren Enden convex gegen N. Die allgemeine nicht selten vorhandene Krümmung einer Gebirgskette ist also, wenigstens bei ganz langen Ketten, in ihrer Richtung nicht nothwendig gleich der durch Abnahme des Zusammenschubes bedingten Umkrümmung an den Enden. Sollten wir entscheiden, ob aus der einen oder anderen Krümmung auf Einseitigkeit der Bewegung im Sinne von Suess geschlossen werden muss, so bleiben wir in Verlegenheit, aus welcher von beiden. Es ist mir bisher nicht gelungen, durch Faltungs-Experimente mit ausgebreiteten Tüchern klare Resultate oder auch nur Gesichtspunkte zu gewinnen. Hier liegt noch ein grosses Feld offener Fragen vor uns. Was speciell die Hochgebirgsketten Asiens betrifft, so wird es wohl noch lange Zeit unmöglich bleiben, die asiatischen Ketten und ihre Verwicklung zu begreifen. Die Grundlage: gute topographisch-orographische Karten und geologische Querprofile werden nur sehr langsam geschaffen werden. So viel nur können wir aus den vorhandenen Karten lesen: Mit rascher Abnahme der Kraft der Ketten ist auch rasche Umbiegung der Streichrichtungen verbunden.

Wohlverstanden kann unter der Bezeichnung „rasche Abnahme der Kraft“ der Ketten hier nicht einfach die orographische Bedeutung des Gebirges nach Höhe und Breite verstanden sein, sondern die Dislocation durch Zusammenschub. Bei den sehr alten Gebirgen wird es schwieriger sein, unser Gesetz zu erkennen, weil hier erst durch genaue Lokalbeobachtung festzustellen ist, wie viel der Abnahme wirklich auf geringere Faltung, wie viel hingegen nachträglicher, ungleich auf die Kette vertheilter Denudation zugeschrieben werden muss.

Wenn wir einzelne Falten innerhalb eines Kettengebirges betrachten, beobachten wir die gleichen Erscheinungen. Wir haben schon im I. Theil gezeigt, dass wo die Glarner-Doppelfalte fast plötzlich an Breite gegen Osten stark abnimmt,

jeweilen Umbiegungen der Streichrichtungen eintreten (Sichelkamm-Kammegg-Kette, Fläscherberg, Calanda). Die sonderbaren liegenden Falten der Kreideschichten, welche Baltzer am Glärnisch nachgewiesen hat, endigen östlich auffallend rasch. Nach meiner Ansicht steht damit eine Abweichung von der normalen Streichrichtung in Verbindung, welche vom Fluhbrig bis zum Pragelpass bemerkbar ist. Schon Escher kannte diese „sonderbare unerklärte lokale Abweichung von der normalen Streichrichtung" recht wohl. In Graubündten finden sich viele lokale Abweichungen von der Normalstreichrichtung innerhalb der Alpen, desgleichen hie und da in den meisten anderen Theilen der Alpen. Ein nicht geringer Theil derselben mag auf die Torsionsspannungen zurückführbar sein, welche dadurch zwischen der Kettenschaar lokal entstehen, dass die verschiedenen Kettenzonen in ihrem Längsverlauf nicht immer den gleichen Zusammenschub neutralisiren. Wenn eine Kettenzone durch intensive Falten an einer Stelle einen grossen Zusammenschub, in geringer Entfernung in der Verlängerung hingegen nur noch einen viel geringeren neutralisirt, so muss, soll nicht die ganze Faltenschaar sich krümmen, eine nebenliegende Kettenzone entsprechend an Intensität zunehmen. Der Uebertrag eines grösseren Theiles des Zusammenschubes von der einen in die andere Zone kann nicht ohne einige Ablenkung in der Streichrichtung, nicht ohne abweichend gerichtete Zwischenfalten eintreten. Ich will damit aber keineswegs alle Abweichungen von der Streichrichtung im Inneren der Alpen erklären. Manche, besonders ausgedehntere, wie wir sie im Adulagebirge beobachten, mögen vielleicht darauf beruhen, dass früher die betreffende Stelle der Erdrinde schon einmal etwas gefaltet worden war. Beim neuen Schub, der das jetzige Kettengebirge bildete, entstanden nicht dem nunmehrigen Schub entsprechende neue Ketten quer durch die älteren hindurch, sondern die alten Falten stauten sich in ihrer alten Form stärker auf und die neuen schmiegten sich denselben so gut wie möglich an. Auf Ablenkung durch versteifte Stellen der Rinde haben wir schon früher aufmerksam gemacht. Die Ursache, warum oft nicht eine Kettenzone den in ihr neutralisirten Zusammenschub auf ihrer ganzen Längserstreckung beibehält, kann sehr oft wiederum in Unregelmässigkeiten in der Steifheit der zu faltenden Rinde seine primäre Ursache haben.

Man beobachtet in den Alpen oft eine erstaunliche Gleichförmigkeit im Streichen der centralmassivischen Schiefergebilde auf bedeutende Erstreckung. Wenn auch Abweichungen nicht gar selten vorkommen, so sind sie doch meistens viel geringer, als die Unregelmässigkeiten im Streichen der Sedimentgebilde, welche

unmittelbar an diese Centralmassive anlehnen oder auf dieselben hinaufsteigen. Die grössten Ungleichförmigkeiten in der Entwicklung kommen in den jüngeren Bildungen vor. Je tiefer wir in die krystallinischen Schiefer hinabdringen, desto gleichförmiger werden auf weite Erstreckung die Schichtschalen der Erdrinde, desto gleichförmiger wird auch die durchschnittliche Belastung, welche auf den Schichten zur Zeit der Faltung ruhte. Die oberen Schichten enthalten also in sich mehr Ungleichförmigkeiten, sie sind zudem, weil weniger belastet und freieren Ausweichens fähig, von Ungleichförmigkeiten viel beeinflussbarer, als die tieferen, selbst gleichförmigeren und unter gleichförmigeren Bedingungen stehenden Rindenschichten. Dadurch erklärt sich die oben genannte Erscheinung vollständig. In den tieferen Schichten können wir die reinere Wirkung des allgemeinen Horizontalschubes in seiner allgemeinen Richtung, in den oberen Schichten die lokalen Einflüsse lokaler Unregelmässigkeiten daneben beobachten.

E. Stauungsreihenfolge der Falten eines Kettengebirges.

Eine Frage, welche schon oft aufgeworfen worden ist, betrifft das relative Alter der verschiedenen Ketten eines Gebirges. Nach dem früher Erörterten muss zugegeben werden, dass, zunächst rein theoretisch betrachtet, sobald ein Tangentialdruck gebirgsstauend in Wirkung tritt, gleichzeitig die Bedingungen zur Bildung von Falten für verschiedene Stellen gegeben sind. Allein eine wird doch meistens die erste sein. Diese erhebt sich aus der ebenen Schichtung zuerst in Gestalt eines einfachen Gewölbes empor. Geht der Zusammenschub weiter, so wird der eine Gewölbeschenkel stärker gedreht als der andere, dadurch muss die bisher ebene nebenliegende Rinde auf der einen Seite unter das Niveau der anderen Seite hinabbiegen, es entsteht auf der einen Seite des Gewölbes die erste Mulde. Der Muldentheil wird nach unten, der Gewölbetheil nach oben gepresst. Sobald dies erste Ausweichen eingetreten ist, so sind die mechanischen Bedingungen auch abgesehen von lokalen Festigkeitsungleichheiten nicht mehr in allen Theilen der Erdrinde, welche den Tangentialdruck fühlen, die gleichen. Die Richtung des letzteren fällt allerdings in den weiten Umgebungen stets noch in die Schichtplatten hinein, in der Nähe der neuen Falte aber nicht mehr, sondern nun schneidet er den absteigenden Muldenschenkel wie auf der anderen Seite den aufsteigenden Gewölbeschenkel in schiefer Richtung. Auf der Gewölbeseite wird dadurch die Erdrinde

gehoben, der Gewölbeschenkel wird flach und geht allmälig in den noch nicht dislocirten Theil Erdrinde über. Der Muldenschenkel sollte in gleicher Weise sich hinunterdrücken und die ganze Muldenseite sinken, allein so leicht ein Ausweichen nach der freien Höhe ist, so sehr erschwert ist das Ausweichen nach unten durch die dort den Raum erfüllenden Gesteine. Auf der Muldenseite kann also nicht die ganze Erdrinde als ein flacher Muldenschenkel einsinken, sondern die Erdrinde muss im Allgemeinen horizontal bleiben und ein Muldenschenkel sich von derselben abbiegen. Im Muldenschenkel stehen die Schichtplatten schief zum Tangentialschub der Erdrinde; derselbe wird deshalb gedreht. Seine Abbiegung gegen die noch nicht dislocirte Rinde wird zu einer neuen Gewölbebiegung, denn an dieser Stelle ist nun die Steifheit schon gebrochen. Der sich zum Gewölbeschenkel einer neuen Falte drehende Muldenschenkel der ersten hebt den einstossenden Rand des ebenen Rindentheiles auf, und so erzeugt fort und fort auf der Seite der ersten Mulde eine Falte die andere — eine schmiegt sich an die andere an — leichter und eher, als dass in grösserer Entfernung aus der ebenen Rinde eine ganz neue Falte aufgestossen würde. Jede Falte bricht beim weiteren Zusammenschub schon auf eine gewisse Entfernung hin die Steifheit in der Randzone des noch nicht gefalteten Theiles, indem sie diese entweder etwas hebt oder etwas senkt, der Art, dass jeweilen der Tangentialdruck schief zur Schichtrichtung wird und desshalb auf's Neue einen Streifen um die Streichrichtung als Axe dreht. Nach derjenigen Seite des ersten Gewölbes hin, auf welcher die erste Mulde entstand, schmiegen sich leichter die neuen Falten an, als nach der Seite des ersten Gewölbeschenkels. So lange der Horizontalschub anhält, wird er leicht schon gebildete Falten noch weiter wölben, weil dort die Steifheit der Rinde schon überwunden ist. Es kann dies zunächst nur so weit gehen, bis die Zonen zwischen den Falten durch die Falten aufgezehrt sind — vielleicht kann selbst eine Falte die andere aufzehren. Jedenfalls wird aber dadurch erzeugt, dass innerhalb eines Gebirges die ältesten Falten die stärksten, die jüngeren die schwächeren sind.

Aus dieser rein theoretischen Reflexion über die mechanischen Erscheinungen beim Zusammenschub gehen folgende Punkte hervor:

1) Das erste Gewölbe bildet sich da, wo die Erdrinde am wenigsten steif ist, senkrecht auf den grössten Tangentialdruck.

2) Die erste Mulde schmiegt sich auf derjenigen Seite an das erste Gewölbe an, wo die Erdrinde weniger steif ist oder tiefer liegt.

3) Die durch weiteren Zusammenschub erzeugten Falten schmiegen sich am leichtesten successive nach aussen an die erste Falte auf derjenigen Seite an, auf welcher die erste Mulde entstanden ist.

4) Die Falten nehmen meist von den ersten nach den jüngeren an Grösse ab.

Zu diesen theoretischen Resultaten gelangen wir aber nur unter der Voraussetzung einer ursprünglich ganz ebenen Erdrinde. Die gebirgsstauenden Kräfte werden meistens keine solche vorfinden. Ferner werden oft statt einer mehrere erste Falten an verschiedenen Stellen entstehen. Dann stauen sich an dieselben mehrere ähnliche zu einem System zusammengehörende Gebirge an (wie Jura, Alpen, Karpathen etc.). Die Faltung eines Gebirges kann aufhören und später auf's Neue fortgehen, doch wird die Wahrscheinlichkeit dafür nicht gross sein, sondern im Allgemeinen die verschiedenen Falten eines Kettengebirges, wenn auch verschieden alt, doch der gleichen geologischen Periode angehören. Der Faltungsprozess aber kann lange andauern und durch Erneuerung neue Falten an die bestehenden anschieben.

Verlassen wir diese rein theoretischen Betrachtungen. Die Erdrinde hat da, wo ein Horizontalschub seine Ausgleichung sucht, früher schon so viele Veränderungen erlebt, dass die Ungleichmässigkeiten das mechanische Verhalten in einem Grade zu modificiren im Stande sein werden, dass das theoretisch abgeleitete Gesetz über den Bau der Erdfaltensysteme vielleicht gänzlich verhüllt werden kann. Suchen wir, ob die directe Beobachtung uns über das relative Alter der Ketten Aufschluss geben kann:

Wir erwarten, dass gerade hierin verschiedene Gebirge sich sehr verschieden verhalten können. Wenn wir hier die entsprechenden Verhältnisse der Alpen und besonders des Nordabhanges der Centralalpen untersuchen, so wollen wir von vorne herein betonen, dass wir den Resultaten keine allgemeinere Bedeutung für andere Gebirge zuzuschreiben für gerechtfertigt halten.

Die höchsten Kämme der Alpen gehören den mittleren und südlicheren Centralmassiven an. Je weiter wir von hier nach Norden gehen, um so niedriger werden im Allgemeinen die Gipfel, und, so bald wir die Centralmassive verlassen, um so jünger die Gesteine, aus denen sie bestehen. Die tiefsten Schichten bilden die innersten höchsten Kämme, die höchsten die äusseren niedrigeren Ketten. Die Denudation ist in den inneren Kämmen viel weiter vorgeschritten, als in den

äusseren. Da gegenwärtig in den noch weniger denudirten äusseren Kämmen die Gefälle keineswegs zu gering sind, um eine vollkräftige Hochgebirgsdenudation in Gang zu erhalten, so können wir als Ursache der genannten Erscheinung nur noch die verschiedene Zeit ansehen, seit welcher die Denudation in den verschiedenen Zonen wirken konnte. In den inneren Alpenkämmen sind die Beziehungen zwischen innerem Bau und äusserer Gestaltung schon viel verwischter, als in manchen Theilen der dem Rande der Alpen nahe gelegenen Zone. In den letzteren (z. B. im Sentisgebirge) sind die grossen Züge der Formgestaltung noch viel mehr durch die Faltung bedingt, über welche die Denudation, der constante Factor, offenbar noch nicht die Oberhand zu gewinnen vermocht hat. Diejenigen Ketten, in welchen die Denudation am weitesten vorgeschritten ist, müssen zuerst gehoben und der Verwitterung preisgegeben worden sein, die *äusseren* Ketten müssen erst *später* eine nach der anderen bis in diejenige Höhe gestaut worden sein, welche zu einer lebhaften Verwitterung und Erosion gegen die Erosionsbasis hin genügendes Gefälle bot.

Die miocenen Nagelfluh- und Sandsteinschichten, welche als jüngste gehobene und gefaltete Gebilde die äusserste niedrigste Kammzone der Alpen bilden, sind reine Randgebilde einer Zeit, da die inneren Alpen schon halb gestaut und der Thalbildung und Denudation preisgegeben waren. Dass zur Eocen- und Kreidezeit die innersten Alpen schon ein gehobenes Faltensystem bildeten, wird fast allgemein angenommen, kann aber nur in verschiedenen Gegenden mehr oder weniger wahrscheinlich gemacht, aber bis jetzt nicht bewiesen werden. Dafür, dass zur Jurazeit das ganze Alpenland von Tiefmeer überfluthet war, haben wir früher (I. Theil S. 166 etc.) Belege angeführt. Aus der Vertheilung der Formationen an den Abhängen der Alpen und ihrer vergleichsweisen Facies geht somit hervor, dass die äussersten Alpenketten sich erst nach-miocen, die weiter einwärts gelegenen jedenfalls schon vor-miocen, die innersten vielleicht schon zur Eocen- oder Kreidezeit zu stauen begonnen hatten. Im westlichen Theil der Alpen fehlt fast ganz die südliche Zone der Kalkformationen, die hohen denudirten Gneissketten tauchen rasch in die Alluvionen der Poebene. Erst weiter östlich stellt sich eine südliche Nebenzone ein, in welcher sich die ähnlichen Verhältnisse wie in der nördlichen zu wiederholen scheinen.

Wir haben früher (I. Theil S. 319) die Seen als Aufstauungen in alten Thalböden kennen gelernt. Die Aufstauung kann oft eine solche durch Bergstürze,

durch Schuttkegel seitlicher Bäche oder Ströme, oder durch Moränen gewesen sein; bei den tieferen grösseren Seen war es aber, wie die stauende Barriere oft deutlich zu erkennen gibt, eine Rückstauung durch die Hebung der Gebirgsketten, die zeitweilig schneller vorschritt als die Erosion, oder die durch Bergstürze momentan unterstützt wurde. Die Seen sind alle vorübergehende kurze Phasen in der Geschichte des Thales. Sobald sie durch Geschiebe ausgefüllt sind, beginnt die Durchsägung des Querriegels, und damit tritt allmälig wieder die Vertiefung auf den alten Boden ein. Eine vorübergehende Erscheinung wie durch Ketten gestaute grössere Seen über alten Thalböden, werden wir deshalb je nur hinter den zuletzt gestauten Ketten finden, aber nicht mehr hinter den älteren Kämmen. Durch Gebirgsfalten gestaute Seen finden wir gegenwärtig in den inneren Hauptthälern der Alpen nicht mehr. Die vielbewunderten Seen der Alpen liegen mit seltenen Ausnahmen alle unmittelbar hinter den äussersten Randdislocationen, hinter den Miocenketten, welche die Barrieren bilden. Von der Staukette weg verlängern sie sich dann oft weit in die alten Thäler hinauf. Schuttkegel schneiden sie dort oft entzwei und stauen den oberen Theil noch höher, so dass es dann aussieht, als ob sie durch eine innere Kette gebildet wären (Brienzersee, Sarnersee etc.) während sie ebenfalls noch dem Steigen der äussersten Kette ihr Dasein verdanken. Wo die Thäler, wie z. B. beim Rheine, bereits die Molasseкette überwunden haben, fehlen auch fast ausnahmslos im ganzen alpinen Lauf die Thalseen, welche von anstehenden Barrieren gestaut werden. Die Frage, ob und wie weit bei der Stauung der äussersten Kette jeweilen die anliegenden inneren ebenfalls noch sich verändern, wird wohl durch Untersuchungen über den Verlauf der Terrassen und durch genauere Seetiefenuntersuchungen einst beantwortet werden können — gegenwärtig sind wir hievon noch weit entfernt. Die fast ausschliessliche Stauung der noch vorhandenen Thalseen durch die *äussersten* Dislocationszonen der Alpen und die grosse Seltenheit von durch anstehende *innere* Kettenzonen gestauten Thalseen beweist, wie mir scheint, seinerseits wiederum, dass die inneren Ketten zuerst, die äusseren zuletzt gestaut worden sind. Dieses Gesetz haben wir zunächst nur aus den Verhältnissen in der nördlichen Abdachung der Alpen abgeleitet. Die südliche Abdachung ist in den Centralalpen viel schmaler, aber auch hier wiederholt sich das Gleiche. Die grossen Thalseen am Südabhang der Alpen sind in ihrem Niveau ausser durch die Moränen der Poebene durch die äusseren Ketten

gestaut. Wie ihre Tiefe und wie die südliche Randzone der Alpen im westlichen Theil zu erkennen gibt, ist die ganze Südseite dieses Gebirges längs der Poebene stark gesunken und dadurch die sedimentäre Randzone von Schuttkegeln der Poebene vergraben.

Die älteren höheren Terrassen in den inneren Alpenthälern und die damit zusammenhängenden höheren Thalböden in den kleineren Seitenthälern (I. Theil Abschn. V) sind jedenfalls viel älter als die tieferen Thalböden der gleichen Alpenthäler. Die Rückstauung des Wassers zu einem See über den tiefsten Thalböden durch die Molassedislocationen ist jedenfalls wiederum jünger, als die Ausspülung der tieferen Thalböden und des Seeuntergrundes. Somit sind jedenfalls die Reste der alten Thalböden an den Gehängen und in den Seitenthälern, also die höheren Terrassen, viel älter, als die Stauung der äussersten Dislocationszonen am Rande der Alpen. Damit jene höheren Thalböden in dem Gebirge sich ausspülen konnten, musste der innere Theil der Alpen schon vorher als Gebirge gestaut gewesen sein. Es folgt hieraus mit Nothwendigkeit, dass die Stauung der inneren Ketten um lange Abschnitte der Erosionsgeschichte *älter* ist, als diejenige der äusseren Falten, wenigstens als der Abschluss der letzteren.

Noch mehr: So weit bis jetzt meine Beobachtungen reichen, finden wir z. B. im Reussgebiet die Terrasse von 1300 bis 1600 M., diejenige von 1000 bis 1200 M., ferner diejenige von 600 bis 700 M. Meerhöhe — besonders sicher die beiden letzteren — überall nach einem einheitlichen Erosionsniveau ausgebildet, d. h. wenn wir die noch vorhandenen Reste einer dieser Stufen alle unter einander verbinden, erhalten wir ein System von Thalböden, die alle ganz gesetzmässig als Gleichgewichtslagen zu ihrer gemeinschaftlichen Erosionsbasis fertig ausgebildet sind, ohne dass irgendwo dazwischen ein scharfer Gefällsbruch fiele. Die Reste dieser alten Thalbodensysteme sind seit ihrer Entstehung in ihrer gegenseitigen Niveaulage in den inneren Thälern nicht mehr gestört und durch die neue Stauung der äusseren jüngeren Ketten nicht mehr alterirt worden. Bei der Stauung der äussersten, also zunächst der Molassefalten, können sich die inneren Zonen der Alpen als Ganzes wohl noch gehoben haben, aber ihre einzelnen Falten sind untereinander im Wesentlichen starr geblieben. Die inneren Falten sind nicht nur in ihrem Anfang älter als die äusseren, sondern sie waren *längst fertig und unveränderlich geworden*, als in den äusseren sich die Stauung noch fortsetzte. Eine spätere genaue Untersuchung, wie weit die alten Terrassen der inneren Thäler sich nach Aussen

verfolgen lassen, wird vielleicht bestimmte Beziehungen zwischen je einem Terrassenniveau und der Stauung einer der äusseren Ketten lehren. Wir verweisen hier ferner noch auf I. Th. S. 229, wo wir aus der Richtung, nach welcher die Eocenfalten übergelegt sind, schliessen mussten, dass die innere, d. h. die S-Falte der Glarner-Doppelfalte früher begonnen hat, als die weiter gegen den Alpenrand gelegene Nordfalte.

Die grössere Denudation in den inneren Kämmen, die Tertiärbildungen, indem sie mehr und mehr Randgebilde werden, ferner der Umstand, dass die noch vorhandenen grösseren Thalseen durch die äussersten Dislocationszonen aufgestaute Flussläufe sind, endlich die Thatsache, dass die alten Thalbodensysteme der inneren Alpen älter sind als die Vollendung der Stauung der äusseren Ketten, sind Erscheinungen, welche uns alle die Ueberzeugung aufdrängen, *dass in den Alpen im Allgemeinen die innersten Falten die ersten waren, die äusseren sich nach und nach angestaut haben.* Es gilt dies aber nur von dem Nordabfall der Alpen. Wenn einseitige Bewegung gegen Norden die stauende Ursache ist, so kann man sich vorstellen, dass den neuen Falten am Nordrand auch neue Bewegungen (Verwerfungen, Senkungen etc.) am Südrande entsprechen.

Im Nordabfall der Centralalpen, wo weniger Ausnahmen vorkommen, als in manchen anderen Theilen, stimmt die Erscheinung noch darin mit der theoretischen Erörterung überein, dass die Falten an Grösse im Allgemeinen von Innen nach Aussen abnehmen, und in der Molasse in sanften Wellen auslaufen (Taf. XIII Fig. 13). Dass in Kettengebirgen die Falten in bestimmter Reihenfolge sich an einander anschmiegen ist aber selbstverständlich nur eine Regel, schon die Theorie lässt die Möglichkeit vieler Ausnahmen erkennen.

Beim Appennin scheint die Beweglichkeit jetzt noch am grössten an der inneren Seite zu sein, ebenso wiederholt sich in der Senkung der Poebene am S-Rande der Alpen eine ähnliche Erscheinung. Wenn aber Dana die inneren Ketten als die zuletzt gestauten, die äusseren als die ersten bezeichnet, irrt er wenigstens in der Verallgemeinerung, die mit den Centralalpen entschieden im Widerspruch steht (verglichen ferner Suess S. 59 und 60).

Gegenwärtig sind die innersten, von der Denudation am stärksten erniedrigten Alpenkämme die höchsten, die äusseren, weniger denudirten, die niedrigeren. Von dem 4275 M. hohen Finsteraarhorn sind wenigstens 1000 M. Sedimente und noch eine nicht zu bestimmende Höhe von krystallinischen Schiefern abgewittert; auf

dem 3239 M. hohen 15 Kilometer weiter randwärts gelegenen Titlis fehlen etwa 600 M. jüngere Sedimente; der 1920 M. hohe, um eine 30 Kilometer breite Zone vom Finsteraarhorn randwärts entfernte Niederbauenstock wäre etwa 300 M. höher, wenn die Denudation ihn nicht erniedrigt hätte; und vom Gipfel des Hohe Rhonen 1223 M., der um eine 50 Kilometer breite Zone vom Finsteraarhorn getrennt ist, sind nur einige Schichten abgewittert. Eine ähnliche Reihe würde sich ergeben, wenn wir statt für ihre Zone charakteristische Gipfel, Thalpunkte auslesen würden. Es geht hieraus hervor, dass die allgemeine Höhe der Culminationspunkte der verschiedenen Alpenzonen noch mehr von der Hebung durch die Faltung als von der Verwitterung bedingt ist, so sehr wir innerhalb jeder einzelnen Zone die Uebermacht der Denudation in der Oberflächengestaltung wahrnehmen. Wenn wir also nicht die einzelne Kette betrachten, sondern das ganze Gebirge in seinen Hauptzonen, so müssen wir sagen, dass *die Hebung der Falten rascher gearbeitet hat, als die Denudation.* Die Hebung hat die Culminationen höher gestossen, als die Denudation sie bisher zu erniedrigen vermochte. — Deshalb überhaupt stehen die Alpen heute noch als ein Hochgebirge vor uns. Eine weitere Frage, über welche ich allerdings noch kein zuverlässiges Beobachtungsmaterial besitze, ist diejenige nach der Reihenfolge der Faltenstauung in der *Längsrichtung* des Gebirges. Es ist denkbar, — sogar wahrscheinlich, dass meistens keine absolute Gleichzeitigkeit stattfand. (Einige Andeutungen hierüber enthält die Tafel S. 200.)

Ist die Kettenbildung der Alpen jetzt in Stillstand gekommen? Ein Theil der Antwort liegt schon in den obigen Erörterungen. In den inneren Zonen ist, wie die Continuirlichkeit der alten Thalbodensysteme zeigt, die eigentliche Faltung längst zum Stillstand gekommen. Ein Gleiches wird dadurch bewiesen, dass bei den meisten Querthälern die Schichten der einen Seite wenigstens in den tieferen Theilen ohne Verschiebung auf der anderen Seite wieder fortsetzen. Wo eine früher zusammenhängende ebene Schichtplatte, wie z. B. der Verrucano der Nordfalte (Glarner-Doppelfalte), durch tiefe Thalbildung zerstückelt ist, stehen auch heute noch die verschiedenen gebliebenen Stücke in ihrer gegenseitigen Lage unverschoben da, es sind nicht etwa einzelne Zonen seither gehoben, andere gedreht oder gesenkt. Für die *inneren* Theile der Centralalpen dürfen wir schon jetzt mit Bestimmtheit sagen: *Die Faltung hat aufgehört.* Für die äussersten Kämme, namentlich die dislocirte Molassezone ist die Antwort heute noch *nicht* zu geben. Die ausgedehnten Alluvions-

flächen, wie z. B. diejenige die zwischen dem oberen Linththal, dem Walensee und Zürichsee liegt, und diejenige des Rhein von Chur bis in den Bodensee haben sich noch zu sehr bis in die letzten Jahre stets durch frische Alluvionen erneuert, als dass eine zonenförmige Schwankung des Untergrundes durch Nivellement dieser Flächen in Gestalt zonenförmiger Aufbauchungen oder Einsenkungen wahrnehmbar wäre. Erst seit den Correctionen dieser Ströme ist die Möglichkeit gegeben, später solche Niveauschwankungen zu erkennen, wenn sie noch vorkommen. Ebenso können die Nivellements und Höhenbestimmungen auch unserer trefflichsten Karten, weil sie noch zu jung sind, noch kein Resultat durch neues Nachmessen an's Licht fördern. Wir wissen nicht, ob auch jetzt noch unter unseren Füssen die Faltenstauung fort geht und auch jetzt noch neue Falten an die bestehenden sich anschmiegen, oder ob die Faltung der Alpen jetzt als vollständig abgeschlossen zu betrachten ist.

Wenn ein Gebirge quer durch einen Flusslauf hindurch sich faltet, so wird das entstehende Querthal, in welchem der Fluss, seinen Lauf behauptend, sich einsägt, so lange nothwendig im ersten Stadium der Thalbildung (Bd. I S. 293 und 321) bleiben, als die Stauung des Gebirges anhält. Erst wenn das Gebirge in Ruhe gekommen ist, wird die Querthalbildung in Stadium II oder III vorschreiten können. Da wo die Aare den Jura durchbricht ist das Thal meistens schon nach Art des zweiten Stadiums ausgespült (Aarburg—Olten, Wildegg bis oberhalb Altenburg bei Brugg), an einigen Stellen aber schneidet sich die Aare auf's Neue in den ebenen Thalboden ein, so bei Brugg und von da thalabwärts; ähnlich die Limmat bei Baden. Da wir aber die Terrassenfläche von Brugg weiter abwärts bis ausserhalb des Kettenjura bis an den Schwarzwaldrand verfolgen können, finden die neuen Einschnitte wohl ihre Ursache in einer ausserhalb des Kettenjura eingetretenen Erniedrigung der Erosionsbasis, so dass wir aus den Thalformen der Aare, wo sie den Jura durchbricht, den Schluss gewinnen, dass wahrscheinlich die Faltung des Jura gegenwärtig in diesem Theile stille steht.

Von der Frage, ob die Faltung zum Stillstand gekommen sei, oder nicht, ist die Frage ganz verschieden, ob überhaupt jetzt die Alpen im Gleichgewicht stehen, oder nicht. Die Faltung kann aufgehört haben, continentale Schwankungen des ganzen fertigen Faltensystemes können aber noch fortdauern. Das letztere ist für uns sogar wahrscheinlich, denn die Wechsel in der Belastung der Erdrinde, welche jede Gebirgsstauung und jede damit sich verknüpfende

Denudation und ausserhalb des Gebirges Alluvion mit sich bringen, können sich nicht so schnell ausgleichen. Directe Beobachtungen fehlen und lassen sich nicht in kurzen Zeiträumen anstellen; indirecte sind meines Wissens bisher auch nicht entdeckt worden.

F. Verhältniss der Kettengebirge zu den Continenten und anderen Gebirgen, — letzte Ursachen.

Je weiter wir von den gewonnenen Resultaten aus mit Fragen eindringen wollen, um so unsicherer oder um so seltener werden die Antworten. Wir haben bisher die Kettengebirge nur als solche untersucht. Eine ganz neue Fragengruppe tritt an uns heran, wenn wir das Verhältniss der Kettengebirge zu den Continentalmassen betrachten. Im Bewusstsein, zur Lösung dieser Fragen nichts wesentliches beitragen zu können, treten wir nicht näher auf dieselben ein als nothwendig ist, um ihren jetzigen Stand zu bezeichnen.

Die älteren Geographen und Geologen betrachteten die Gebirge als das Gebälk oder Skelett der Continentalmassen, die neueren (Dana, Peschel etc.) fassen die Kettengebirge als die sekundäre mit Vorliebe an den Rändern der Continente eintretende Erscheinung auf. Abgesehen von allen theoretischen Anschauungen sind wohl schon die Volumenverhältnisse allein genügend, um uns zu überzeugen, dass die Kettengebirge eine den Continenten untergeordnete Erscheinung sind:

Wir kennen Kettengebirge nur auf Continenten, im Meere nur da, wo ein gebirgiger Continent versunken ist. Das Volumen der Alpen gleichmässig über ganz Europa ausgebreitet, würde diesen Continent nur um 6,5 M., dasjenige der Pyrenäen würde Frankreich nur um 3 M. zu erhöhen im Stande sein.[1]) Die mittlere Erhebung von Europa beträgt aber 296 M.[2]) Das Volumen der Kettengebirge Europa's verschwindet somit gegenüber dem Volumen der Continentmasse so weit sie über die Meerfläche ragt, das Volumen der Alpen beträgt nur etwa $\frac{1}{46}$ desjenigen ihres Continentes. Aehnlich stellen sich die Volumina anderer Kettengebirge zu

[1]) Berechnung von Humboldt.
[2]) Nach Dr. G. Leipoldt.

ihren Continenten. Die mittlere Erhebung der Continente beträgt etwa 350 M.,[1]) die mittlere Tiefe des Meeres wenigstens 3500 M. Danach erscheinen die Continente als mächtige breite Sockel, auf welchen, nur etwa $\frac{1}{500}$ des Volumens ausmachend, die Kettengebirge als kleine Rippen sich erheben. Es ist einleuchtend, dass diesem $\frac{1}{500}$ nicht die Gestaltung und Aufthürmung der $\frac{499}{500}$ der aus dem tiefen Meergrund aufsteigenden Continentalmassen zugeschrieben werden kann.

Peschel hebt hervor, dass Südamerika, Afrika und Australien eine ganz ähnliche Umrissgestalt haben, obschon die orographische Gliederung ganz verschieden ist. Es müsse somit diese gleiche Form, wenn auch durch ganz unbekannte Ursachen, so doch jedenfalls nicht durch die Gebirgsketten bedingt worden sein, woraus wiederum hervorgeht, dass die Continentformen primärer sind, als die Ketten.

Die Bewegungen der Rinde, welche Continent und Ocean von einander scheiden, sind also wohl andere, als diejenigen, welche auf den grossen Plateaux der Continente die Rinde noch gerunzelt haben, wenn auch vielleicht die Kräfte nicht verschieden sind.

Wir wissen, dass die russische Ebene, Skandinavien, manche Gebiete von Mitteleuropa als Festlandmassen älter sind, als die Alpen, dass ein grosser Theil der südamerikanischen Anden und des nordamerikanischen Felsengebirges jünger ist, als die Trockenlegung des bedeutendsten Theiles von Nordamerika und eines ziemlichen Theiles von Südamerika, dass die Himalajakette ebenfalls sehr jung ist, jünger als ein grosser Theil Asiens. Die Hauptformen der Festlande scheinen vielfach älter, als ihre Gebirge. Diese bilden sich am leichtesten an den Rändern der schon vorhandenen Festlande; sie steigen häufig mit ihrem Steilabfall aus dem Meere oder einer jungen Tiefebene auf.

Zu den vier verschiedenen Arten von Gebirgsmassen, die wir früher aufgezählt haben, können wir noch eine *fünfte* hinzurechnen, nämlich die *Continente*. Sie sind breite ebene Plateaux, welche über den allgemeinen Meergrund sich circa 4000 M. erheben. Zwischen unseren fünf Gebirgsarten bestehen folgende Beziehungen:

Die Continente scheinen diejenigen Erhöhungen der Erde zu sein, deren Gestaltung von den anderen unabhängig, selbstständig und meistens zuerst auftritt.

[1]) Berechnung von Humboldt.

Die Kettengebirge stauen sich nicht ausschliesslich, aber vorwiegend nahe den Rändern oder ganz an den Rändern der Continentalmassen. Die Vulkane umkränzen in Reihen die Continente. Kuppengebirge, d. h. alte Vulkane und thätige Vulkane brechen gerne auf den Dislocationslinien am inneren Rande gebogener Kettengebirge auf. Zwischen Ketten- und Massengebirgen können wir keine scharfe Grenze ziehen, die letzteren erscheinen als breite, sanft wellenförmige, die ersteren als gedrängte Falten. So zeigen sich die sämmtlichen Gebirgsmassen in gewissem Grade abhängig von einander, wie sie auch genetisch wenigstens insofern zusammenhängen, als ihre Ursache unter der Oberfläche liegt.

Die meisten Aussagen aber, welche über die weiteren Beziehungen der continentbildenden und der kettengebirgsbildenden Kräfte, sowie der Vulkanreihen von zahlreichen Forschern meist aus geographischer Vergleichung, bald auf Grund feiner Beobachtungsgabe, bald auf Grund blosser Phantasie geschöpft, gefolgert worden sind, müssen wir bis heute als blosse Fragen, nicht als „gefundene Gesetze“ wie sie die meisten zu bezeichnen belieben, entgegennehmen. Gestehen wir zunächst ein, dass wir den Grund der sogenannten „geographischen Homologien“ heute mit gerade so grosser Unsicherheit tastend suchen, als da Buffon 1774 und Kant zuerst diesen Problemen nachdachten,[1]) und dass wir auch heute noch nicht wissen, ob die anscheinende Gesetzmässigkeit eine ursächliche oder eine zufällige ist. Die meisten Versuche, die Gestaltung der Festländer zu erklären, gehen von Spalten aus, welche die erste erstarrte Rinde in Schollen zerlegten; sie suchen also die Ursache in einer Zeit, welche sämmtlichen Sedimentformationen voranging. Allein unsere Beweise für den gänzlichen Wechsel der in der Vertheilung von Land und Meer im Laufe der Ablagerung der Sedimente stattgefunden hat,[2]) beziehen sich nicht nur auf Ufergebiete, sondern sie erstrecken sich über ganze Continente und wir finden ebenso (z. B. in den Atollen des indischen und stillen Oceans und in manchen Erscheinungen der Thier- und Pflanzengeographie) die Belege für Versenkungen ganzer Continente. Jede Erklärung der Continentgestaltung, welche nicht die Möglichkeit zur beständigen Veränderlichkeit gibt, steht im Widerspruch mit dem thatsächlichen Aufbau der Continente, der beweist, dass diese letzteren einst ganz anders vertheilt waren und die Vertheilung vielfach gewechselt hat. Die grössten Kettengebirge sind eben-

[1]) Verglichen Peschel, Probleme der vergleichenden Erdkunde.
[2]) Z. B. Transgression der Cenomanstufe, Suess Abschnitt VI.

falls wie die meisten jetzigen Continente junge Gebilde, so dass sich hier die Abhängigkeit der ersteren von den letzteren, die wir früher gefolgert haben, als möglich erweist. Die Continentalschwankungen sind viel mannigfaltiger, viel häufiger und viel ausgedehnter als diejenigen Bewegungen der Erdrinde, welche Gebirge erzeugen. Wir können die Continentalschwankungen im Allgemeinen auch in weiter zurückliegende Vergangenheit zurückverfolgen, während Gebirgsfaltungen in den zu beobachtenden Theilen in den jüngeren Zeiten stärker gewesen zu sein scheinen und bis über die Quartärperiode hinausdauern.

Mir will es scheinen, dass bevor genauere Beobachtungen über die continentalen Schwankungen der Vorzeit gemacht sind, so dass es möglich wird, über ausgedehntere Landstrecken als bisher Karten alter Perioden zu entwerfen, und bevor wir vollständigere Messungen über die Beträge des ausgeglichenen Zusammenschubes der meisten Gebirge haben, kaum ein wesentlicher sicherer Fortschritt in der Erkenntniss des ursächlichen Zusammenhanges von Gebirgen und Continenten und der Form der letzteren untereinander zu erwarten sein wird. Suess bespricht einlässlich die Beziehungen von Kettengebirgen zu Senkungsgebieten und zu Vulkanreihen. Wir verweisen auf sein Buch, ohne hier den Gegenstand zu erörtern, da wir neue Gesichtspunkte nicht beifügen könnten. Suess lässt aber und wohl aus guten Gründen die Reflexionen über die Gestaltung der Continente unberührt.

Endlich gelangen wir zur Frage nach den letzten Ursachen. Wir wiederholen was wir schon früher gesagt haben: Die Kettengebirge sind durch einen Zusammenschub der Erdrinde entstanden, dies ist Thatsache; jede Erdtheorie, welche einen solchen nicht erklären kann, muss verworfen werden.

Verkleinerung des Erdkernes führt zu einer Stauung, welche Kettengebirge bilden muss. Ist eine solche Verkleinerung denkbar?

Denken wir uns die Erde als ursprünglich feuerflüssiges Magma. Die erste Bildung einer Kruste wird mit Contraction der erstarrenden Schichten verbunden sein. Diese werden fort und fort zerreissen, theilweise auch etwas sinken, doch nicht zu tief, denn tiefer folgen Massen von höherem specifischem Gewicht. In die Contractionsrisse tritt Magma ein und giesst dieselben wieder zu. Sobald einmal eine zusammenhängende erstarrte Rinde entstanden ist, die sich bis auf einen gewissen Punkt abgekühlt hat, kehrt sich die Sache um: Bei fortschreitender

Abkühlung zieht sich die Rinde wenig mehr zusammen, wohl aber die erst jetzt erstarrenden tieferen Theile — Theile des Kernes. Jetzt beginnt die Kruste für den Kern zu gross zu werden, sie sinkt stellenweise ein, es entsteht durch diese Gravitation ein Tangentialdruck, der bald weite Gewölbe (Plateaugebirge, Continente), bald engere Runzeln wirft. Durch weitere Erstarrung des Magma werden Dämpfe aus demselben frei. Diese finden am ehesten da Ausweg, wo Knickung und Faltung durch den Tangentialdruck die Rinde geschwächt haben, also am Rand der Continente. Sie reissen Magma mit hinaus und bilden Vulkanreihen.

Wir kennen zwei Arten, durch welche der Kern im Laufe der Zeit für die Kruste zu klein wird:

1) Durch Contraction bei fortschreitender Abkühlung und Erstarrung.

2) Durch Verlust an Material durch die vulkanischen Eruptionen. Diese letzteren sind wahrscheinlich (ich schliesse mich hierin Angelot und Tschermack vollkommen an) selbst ebenfalls ein Resultat der Erstarrung.

Suchen wir zunächst eine genauere Vorstellung über die Folgen weiterer Abkühlung zu gewinnen.

Nach Deville ist der Linearcontractionscoefficient der Silicate im Durchschnitt für 100° Abkühlung 0,0015. Es gilt diese Zahl für schon erstarrte Silicate. Jedenfalls ist die Contraction für ein Magma, aus welchem beim Erstarren flüchtige Bestandtheile ausgestossen werden, und innerhalb des flüssigen Agregatzustandes noch sehr wesentlich grösser; ebenso ist sie noch grösser für metallische Massen, wie wir sie in grösserer Tiefe im Erdinnern nach dem hohen specifischen Gewicht der Erde annehmen müssen. Aus Mangel an Messungen hierüber, wollen wir uns an obige Zahl halten. Denken wir uns beispielsweise, die ganze Kernmasse kühle sich durchschnittlich um 100° ab, gleichgültig ob dieser Kern noch zum Theil flüssig oder schon längst fest sei. Die äusseren Theile werden sich viel stärker, die inneren viel schwächer abkühlen müssen um die gleiche Gesammtcontraction zu ergeben, wie 100° im Ganzen. Umfang und Radius müssen sich dieser Abkühlung und Contraction des Kernes entsprechend verkürzen. Für den Umfang, denselben rund zu 40 000 000 M. angenommen ergibt sich 60000 M. als Verkürzung. Das Doppelte, also eine durchschnittliche Abkühlung des Kernes um 200° wäre mehr als genügend, um die Alpen zu stauen, das fünffache, also

eine Abkühlung um durchschnittlich 500° genügend, um auf einem grössten Kreise drei Gebirge wie die Alpen aufzuthürmen, oder was das Gleiche ist, um ziemlich alle vorhandene Krustenfaltung der Erde erzielt zu haben.

Denken wir uns, dass eine so eben erstarrte mächtige innerste feste Rindenschicht durch Contraction nur an einzelnen Stellen Risse bilde, in welche der flüssige Kern eindringe, und vielleicht zum Theil an der Oberfläche als Eruptivgestein ausfliesse, so wird sie an anderen durch ihre Contraction eine Faltung der aufliegenden, längst abgekühlten oder sedimentären Schichten erzeugen, welche bei Abkühlung der untersten, schleppenden, festen Schicht um 2000° schon auf einen einzigen Erdquadranten dreifache Alpen erzeugen könnte, ohne dass der tiefere Kern sich um ein Wesentliches abzukühlen brauchte. Die Schrumpfung der tieferen Erstarrungslagen würde in diesem Falle eine einseitige Bewegung der oberen Schichten der Erdkruste ergeben, welche hinter sich einen Abriss und wohl in Folge davon auch ein Senkungsfeld zurücklassen würde, so wie dies namentlich der Anschauungsweise von Dana und besonders von Suess über den Bau der Kettengebirge entspricht.

Wie diese Rechnung, obschon wir sie unter Zugrundelegung eines zu ungünstigen Contractionscoefficienten ausgeführt haben, zeigt, *genügt schon ein geringer Fortschritt in der Abkühlung des Kernes vollständig zur Erklärung der Kettengebirge.* Es handelt sich dabei zunächst nur um Abkühlung, nicht einmal um Erstarren. Diese Contraction wird aber fort und fort andauern und so im Laufe der Zeit neue Ketten in neuen Richtungen stauen, in denen der Rindenzusammenschub sich noch nicht ausgeglichen hat. Es müssen deshalb verschieden gerichtete Ketten entstehen. Da aber Ketten sich nicht kreuzen, war nichts natürlicher, als dass sie sich nach ihrer Richtung auf ganz verschiedene Gebiete vertheilten, — dass also die meisten S-N gehenden Ketten in Amerika, die W-O - Ketten im alten Continent entstanden. Wie die Haut eines eintrocknenden, d. h. im Fleisch sich contrahirenden Apfels faltenförmige Runzelsysteme bildet, weil sie für den schwindenden Kern zu weit wird, so auch verhält sich die in ihrer Weite unveränderlicher gewordene Erdkruste. Dadurch müssen ferner *grössere Einsenkungen* entstehen, welche die Vertheilung der Continente bedingen und verändern. Eine Contraction des ganzen Kernes um 0,0015 linear wie er 100° Abkühlung entsprechen würde, würde zugleich eine Verkürzung des Radius um durchschnittlich 9550 M., eine solche von 500° durchschnittlich um etwa 50000 M. ergeben — eine Zahl, welche durch ungleichförmiges Einsinken einen *vielfachen Wechsel in Vertheilung der Continente*, die im Allge-

meinen 4000 M. sich über den Meergrund erheben, nach sich zu ziehen im Stande wäre.

Man wird uns vielleicht den Vorwurf machen, dass eine derartig fortschreitende Contraction des Erdkernes und Nachsinken der Kruste nicht mehr gedacht werden dürfe, nachdem Thomson und Hopkins berechnet haben, dass die Rinde schon längst, wohl schon vor der Faltung der Alpen wie heute ausserordentlich dick sei. Abgesehen davon, dass ein warmer schon fester Körper durch Abkühlung sich noch weiter contrahirt, halten wir aber die Thomson'schen Resultate für durchaus *falsch*, weil die Grundlagen seiner Rechnungen mit der Natur *ganz in Widerspruch* stehen. Der Einfluss der Belastung auf die tieferen Erdschichten und die dadurch erzeugte Beweglichkeit ihrer Theilchen, der Einfluss von Druck auf den Agregatszustand und die Eigenart des gasreichen Magma's sind einfach unberücksichtigt gelassen. Wir wissen nicht, wie weit die unter gewöhnlichen Verhältnissen beobachteten Gesetze gültig sind; jedes Experiment, das so gewaltige Kräfte in Wirkung bringt, fehlt. Thomson berechnet den Stoss der Fluth und Ebbe eines supponirten flüssigen Kernes auf eine starr angenommene Schale und findet dann, dass eine solche, wenn sie nicht mehr als halb so dick wie der Radius wäre, die Stösse nicht auszuhalten vermöchte. Allein er vergisst gänzlich, dass Reactionsstösse in keiner Weise so wie er sie annimmt eintreten können, weil die „feste" Erdrinde selbst noch lange plastisch genug ist, um selbst Fluth- und Ebbewellen zu bilden. Es ist nichts Starres da, das mit dem Flüssigen in Collision gelangen könnte, und der eintretende Stoss könnte nur auf der unbedeutenden Differenz der Fluthwelle der „festen" Schale und derjenigen des vielleicht noch etwas leichter beweglichen Kernes beruhen. So lange die gewiss vorhandene Fluth- und Ebbewelle der „festen starren" Erdrinde nicht gemessen werden kann, hängt das Thomson'sche Resultat, das an eine solche nicht denkt, in der Luft.[1])

Von anderer Seite ist behauptet worden, dass der Schmelzpunkt der Silicate sich durch den Druck der darüber liegenden Schichten schneller nach dem Erdinnern erhöhe, als die Temperatur, so dass den Verhältnissen entsprechend stets die Temperatur unter dem Schmelzpunkt liege. Als Ausgangspunkt für diese Be-

---

[1]) Der Astronom Delaunay ist durch ähnliche Rechnungen zu Resultaten gekommen, welche denen von Thomson gerade entgegen stehen. Das Nichtstimmen einer Reihe von astronomischen Messungen der besten Sternwarten, wie es in neuester Zeit entdeckt worden ist, spricht ebenfalls für die „Beweglichkeit" der „festen" Erdrinde.

trachtung ist nicht Erdmagma, sondern unflüchtiger Silicatrest, nicht flüssiges Erdinneres sondern erstarrtes Eruptivgestein benutzt worden. Die ganze Grundlage zu diesem Schlusse ist somit vollständig falsch. Solche Rechnungen sind stets gefährlich. Die Zahlen imponiren und man gibt sich leicht in denselben gefangen. Mag die Rechnung auch geistreich und genau durchgeführt sein, die Grundlagen derselben sind ganz ungenügend und durch keine Beobachtungen gestützt. Wenn auch der Weg des Geologen: Studium der Erscheinungen der zugänglichen Erdoberfläche, weniger als „exacte Wissenschaft“ erscheint, ist er doch der exactere sicherere, der uns endlich dem Ziele nähert. So nahe die Versuchung liegt, ist hier doch nicht der Ort, auf eine Kritik der Theorien über das Erdinnere einzutreten, denn in unserer obigen Rechnung soll keine Theorie ausgesprochen sein, sondern wir wollten nur sehen, inwiefern etwa die Contraction des Erdinnern durch Abkühlung sich mit der factischen aus den Faltengebirgen abzumessenden Contraction reime, und finden, dass hierin wohl kein Widerspruch mit der Beobachtung besteht.

Die zweite Volumverminderung, welche nothwendig das Erdinnere erfahren muss, ganz gleichgültig was für Vorstellungen wir uns über seinen Zustand machen, besteht in dem Materialverlust durch vulkanische Eruptionen. In den letzten Jahrhunderten hat man durchschnittlich etwa 20 grössere Eruptionen per Jahr beobachtet. Das Volumen der Laven, Schlacken und Aschen mit Einschluss der später frei werdenden, im Magma unter Druck absorbirten flüchtigen Bestandtheile einer derselben kann im Durchschnitt auf höchstens 100 000 000 Cubm. angenommen werden. Auf die ganze Erdoberfläche vertheilt würde dies eine Verkleinerung des Erdradius um 0,0002 Mm. ergeben. Die jährliche Erdradiusverkürzung betrüge hiernach 1 Mm. in 250 Jahren, oder 1 M. in 250000 Jahren. Die Gebirgsstauung entspricht aber einer Verminderung um über 50000 M., wie sie erst nach etwa 12 500 000 000 Jahren eintreten könnte! Diese Zahl ist so gross, dass wir einsehen, durch die jetzige eruptive Thätigkeit der Erdrinde nicht diejenige Volumverminderung des Kernes gewinnen zu können, welche in der Stauung von Kettengebirgen sich geäussert hat. Viel wichtiger mag, das vulkanische Leben der Erde dadurch für die Faltenstauung werden, dass es ein wesentliches Mittel ist, dem Erdinnern Wärme zu entziehen.

Ein anderer Weg, den wir einschlagen können, um die durch Eruptionen erzeugte Kernverminderung zu berechnen, ist folgender: Das Volumen eines mittleren Vulkanes beträgt 113 076 000 000 Cubm. Man kennt etwa 700 ganz aus

Eruptivmaterial aufgebaute Vulkane. Diese haben zusammen etwa 79 000 000 000 000 Cubm. Inhalt. Die Oberfläche der ganzen Erde beträgt etwa 509 885 700 000 000 □ M. Unter diese vertheilt, ergibt sich, dass vor Aufthürmung der Vulkane der Radius der allgemeinen Erdoberfläche etwa 155 Mm. grösser war als jetzt — eine Zahl, welche wiederum viel zu klein ist, um auf die Faltengebirge einen wesentlichen Einfluss ausüben zu können.

Denken wir uns nicht nur die jetzigen Vulkane, sondern alle Eruptivgesteine, alte wie junge, im Erdinnern anstatt aussen in Bergmassen auf der Rinde angehäuft, so erhalten wir jedenfalls eine viel bedeutendere Zahl. Um eine Rechnung kann es sich hier freilich nicht handeln, es fehlt selbst zu einer Schätzung das Material. Nehmen wir nicht nur 10 oder 100 Mal, sondern gar 1000 Mal so viel Eruptivmassen überhaupt an als jetzige Vulkane, so erhalten wir erst 155 M. Radiusverkürzung, also immer noch lange nicht denjenigen Volumenverlust des Erdinnern von etwa 50000 M. Radiusverkürzung, der die Faltung der Rinde erklären könnte. Wenn der Erdradius durch Eruptionen sich um 50000 M. verkleinert hätte, so müssten wir durchschnittlich aussen auf der Erde eine 50000 M. dicke vulkanische oder durch Verwitterungsprozesse zum Theil in Sedimente umgewandelte Masse finden. Das ist keineswegs der Fall.

Es ist somit wahrscheinlich, dass *Contraction durch Abkühlung* viel wesentlicher für die Faltenstauung der Rinde war, als Verlust durch Eruptionen, und ich muss hier nochmals betonen, dass es dabei zunächst ganz gleichgültig ist, ob das Erdinnere *fest* oder noch *flüssig* sei.

Denken wir uns nun einen sich contrahirenden, gleichgültig ob festen oder flüssigen Kern. Die Kruste sinkt nach demselben ein. Sie ist zu gross geblieben, kann also nicht gleichförmig nachsinken, sondern zwischen den nachsinkenden grossen Stücken bleiben einzelne Stücke in der Höhe zurückgestaut — die *Continente*. Die continentalen Niveaudifferenzen, die durch das ungleichförmige Nachsinken entstehen, sind jedenfalls zunächst etwas grösser als die Radiusverkürzung — es kann nicht nur ein Einsinken, sondern es muss auch ein Aufstauen eintreten. Nun entsteht besonders innerhalb der zurückgebliebenen Continente und an deren Rändern ein starker Zusammenschub durch die Tendenz dieser Gewölbe, auch einzusinken. Er führt zur Stauung von Falten, d. h. *Kettengebirgen* auf den Continenten, oder mit Vorliebe an deren durch Biegung schon geschwächten Rändern. Diese Stauung gibt hie und da Veranlassung zu Bruch der Erdrinde, — jedenfalls

schwächt sie den Widerstand der Rinde gegen die durch Erstarren im Inneren frei werdenden Dämpfe des Magma, es brechen vorwiegend am Rande der Continente und auf Bruchlinien längs den Dislocationen der Kettengebirge die *Eruptivgesteine* aus. Die Stauung der Kettengebirge vermindert den Betrag, um den die Rinde zu weit geworden war, sie ermöglicht ein Einsinken der Continente; was früher den Continent staute, staut jetzt das Kettengebirge, das mächtige continentale Plateau sinkt langsam tiefer (Poebene, Gangesebene, etc.), endlich unter die Wasserfläche (Gebiet zwischen Neu-Guinea, Neuseeland und Australien etc.) bis die Ketten nur noch schmale Inseln oder Atollreihen bilden. Während der Zeit ist aber die Abkühlung schon wieder weiter vorgeschritten, die Stauung neuer Continentmassen hat gleichmässig fortgearbeitet — es sind gleichzeitig *neue* Continente entstanden, oder alte sinkende wieder auf's Neue aufgestaut worden. So erscheinen uns die sämmtlichen, nicht durch Erosion erzeugten Vertikalgliederungen als Resultat der gleichen Contraction. So wird es auch erklärlich, warum sich zur Steinkohlenzeit fast gleichzeitig an vielen Stellen eine so bedeutende vorher nicht dagewesene Landmasse einstellte, warum ferner deren Verminderung der Zeit nach zusammenfällt mit den ältesten zahlreicheren Gebirgsfaltungen (Alleghany und viele andere, gefaltete Kohlenmulden mit ungefaltet transgredirenden mesozoischen Schichten etc. und mit den vielen permischen Eruptionen). Wenn wir auch bis jetzt erst einen kleinen Theil der Erdrinde kennen, ist doch auffallend: dass auf dem ganzen Untersuchungsgebiete vor-carbonische Faltungen zweifelhaft sind oder ganz fehlen, dass die Allgemeinheit des Festlandes sich in keiner späteren Periode annähernd in dem Maasse findet, wie zur carbonischen Zeit, dass sehr viele Faltungen und Eruptionen an den Schluss der paläozoischen Zeit fallen, und dass wieder von der Mittel-Tertiärzeit bis zur Gegenwart mit ausgedehnteren Landbildungen auch vulkanische Eruptionen an Häufigkeit sehr zunehmen, gleichzeitig wie viele grosse Kettengebirge entstehen und sich fortbilden. Da *Kuppengebirge* nur eine Anhäufung alter verwitterter Vulkane, *Plateaugebirge* nur engere Continentstauungen oder breitere Kettenfalten sind, *so stehen nun alle fünf Gebirgsmassen: Continente, Plateaugebirge, Kettengebirge, Kuppengebirge und Vulkane als Erscheinungen vor uns, welche durch die fortschreitende Contraction des Erdkernes entstanden sind.* Continente verhalten sich zu Kettengebirgen wie eine weite Schichtbiegung zu enger Fältelung. In den Continenten behauptete die Erdrinde in grösseren Schollen noch einen gewissen Grad von Steifheit. In den Kettengebirgen ist diese Steifheit

überwunden, weil der Horizontaldruck sich nun in einzelne Rindengebiete vorwiegend concentriren konnte. Die Eruptionen sind gelegentliche Erscheinungen auf den Brüchen oder schwachen Stellen der Rinde, sie helfen sekundär zur Verkleinerung des von der Rinde umschlossenen Kernes mit, sie vermehren selbst wieder Abkühlung und Erstarrung, sie sind der Ausweg der durch Erstarrung ausgeschiedenen Gase.

So erscheint uns das ewige Schwanken der Erdrinde, die grosse vertikale Gliederung durch ungleichförmiges Nachsinken und dadurch bewirkte Stauung der Erdrinde gegeben. Während der Zeit, da der Erdradius sich um 50000 M. verkleinerte, hat der durchschnittliche Niveauunterschied von Meergrund und Festland in dieser Zahl mehr als 10 Mal in je wieder ganz anderer Gruppirung Raum genug gefunden. Ruhe, Gleichgewicht, Abflachung wird erst dann eintreten, wenn die Contraction aufhört. Die Alpen, deren reichen Erscheinungen unsere Untersuchungen vorwiegend gewidmet waren, sind selbst nur durch eine lokale Phase des allgemeinen Contractionsprozesses der Erdkugel gestaut — unermesslich gross und reich für uns und unser Erfassen, verschwindend klein im Vergleich zur Erdkugel. Ihre Stauung war gleich einer Minute, ihre Abspülung wird gleich einer zweiten Minute in der Geschichte des Planeten sein, der selbst nach Raum und Lebensdauer unter den anderen Sternen zwischen der Ewigkeit der Vergangenheit und der Ewigkeit der Zukunft verschwindet.

To avoid fine, this book should be returned on
or before the date last stamped below

Stanford University Libraries
3 6105 002 864 176

Send to de

551.43
H467
f
v.2

Lathrop
Stack